岩石礦物礦床學

第十二卷 第四號

昭和九年十月一日

研究報文

本邦産礦物の種々の色光に對する光學性變化に就きて（第一報）

理學士 原田準平

（1） 灰重石の屈折率の變化

種々の色光に對する灰重石の屈折率の變化は，唯伊太利のザンボニニ教授[1]によつて合成灰重石に就きて測定されたのみである。第一表は其測定値

第 一 表

合成灰重石の屈折率
(F. Zambonini 教授測定)

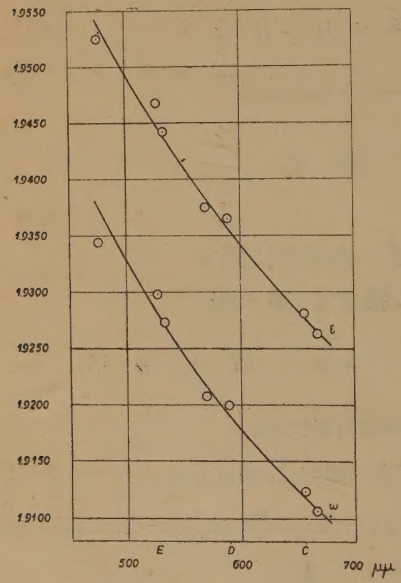
λ μμ	ε	ω	ε-ω
667	1·9268	1·9107	0·0156
C	1·9281	1·9124	0·0157
D	1·9365	1·9200	0·0165
570	1·9375	1·9208	0·0167
533	1·9442	1·9273	0·0169
E	1·9468	1·9298	0·0170
475	1·9525	1·9344	0·0181

1) F. Zambonini. Compt. rend. 162, 1916, 835～837.

である。波長を横軸に屈折率を縦軸にとつて其測定値を圖示したものが第一圖である。

第　一　圖

合成灰重石の屈折率の變化



本邦に於て灰重石は花崗岩中の石英脈中，接觸變質礦床中及び金屬鑛脈中に產出するが，未だ其光學性殊に屈折率の測定されたものはないから，本邦產灰重石の屈折率を測定せんと希望してゐた所，今回次の四產地の比較的透明で測定の試料とするに適當な結晶を得たので，種々の色光に對する屈折率を測定する事が出來た。以下其測定の結果の概要を述べる。

a. 山梨縣北巨摩郡駒ケ嶽產淡帶褐黃色灰重石
b. 山梨縣東山梨郡中里村產帶褐黃色灰重石
c. 朝鮮慶尙南道蔚山郡中南面校洞里產褐色灰重石
d. 朝鮮忠淸北道忠洲郡仰城面產褐黃色灰重石

以上四個所產の結晶を測定試料として使用した。

山梨縣北巨摩郡駒ケ嶽產の結晶　は透明で，淡き飴色を呈しオストワルド氏の色彩計の 3 le に相當する。p(111)面のみ發達し，擬八面體をなし，晶面に蝕凹が見られる。

山梨縣東山梨郡中里村產の結晶　の內核部は褐黃色であるが，表面に近き部分は淡色である。此表面に近い淡色部を試料として用ひた。p(111)面のみ發達し當晶面上には蝕凹が見られる。

本結晶の透明度は前者に劣る。

朝鮮慶尚南道蔚山郡中南面産の結晶　は褐色透明で其色はオストワルド氏の色彩計の略6peに當る。p(111)面の外に其稜を缺いて細いe(101)面が現はれてゐる。

朝鮮忠清北道忠洲郡仰城面産の結晶　は黄褐色で多少の蝕凹を有するp(111)面のみよりなる。透明度は部分により異なり，不透明の部分もある。試料として透明な部分を用ひた。

測　定　方　法

灰重石の屈折率は大なるため，プリズム法により，此を常温に於て測定した。プリズムの角(φ)及び最小のフレの角(δ)を各色光について測定し次の式によつて其色光に對する屈折率を計算した。

$$n=\frac{\sin 1/2(\varphi+\delta)}{\sin 1/2\,\varphi}$$

測角にはFuess製單圓測角器，光源には水銀石英燈及びFuess製ナトリウム焰バーナー及び各水銀スペクトル線を得るにはZeiss-Winkel製直視單光計を使用した。

Wülfing式研磨三脚器によつて各結晶の底面を求めて之を研磨し次に此底面に垂直の二面を琢磨し測定に使用するプリズムを製した。プリズムの稜は[001]に即ち光軸に平行である様になした。プリズムの角は全反射の起らざる角即ち灰重石にては60°以下になる様に研磨した。最小のフレの角(δ)はプリズムを通過し「001」に垂直及び平行の兩振動方向を有する二つの偏光によつて生ずる二つの像を夫々最小のフレの位置になし，此を測定した。

測　定　の　結　果

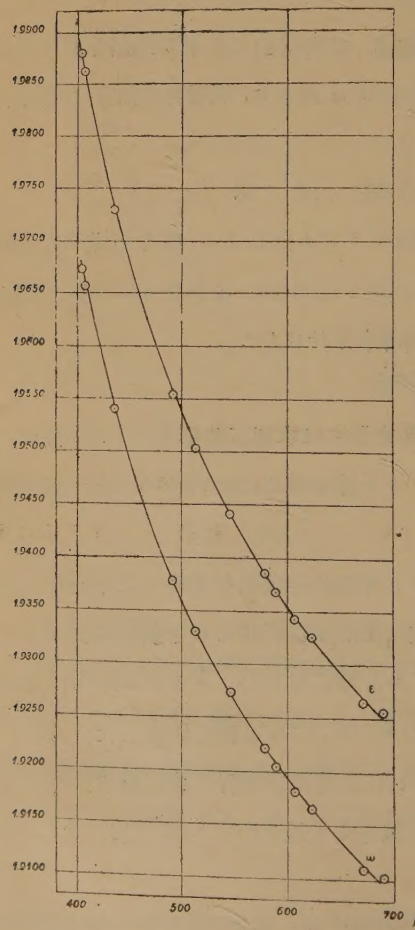
a. 山梨縣巨摩郡駒ケ嶽産灰重石の屈折率

透明で淡帶黄褐色の駒ケ嶽産結晶につき光軸に平行の稜を有し50° 14.0′

の面をなすプリズムを作り測定を行つて,各色光に對する屈折率は第二表の如き値を得た。之を第一圖の如くして第二圖に表示した。屈折率は色光の波長の減少と共に急激に大となり菫外部に吸收帶の存在する事か想像される。ザンボニニ教授の合成灰重石に就きての測定値と比較すると黃及び赤色光に對して其屈折率は略等しい値を青色光に對しては稍高い値を示してゐるが複屈折は略其値が等しい。

第　二　圖

山梨縣駒ケ嶽産灰重石の屈折率の變化



b. 山梨縣東山梨郡中里村産灰重石の屈折率

中里村産の結晶の緣邊部の透明な部分をとつて,稜極と軸に平行で,51° 34.5′の角度を有するプリズムを作り上の方法により,其屈折率を測定した。其結果は第三表及び第三圖に示す如くである。屈折率は前者と同じく,使用した色光の波長減少と共に急に大となる。駒ケ嶽産のも

第　二　表

山梨縣北巨摩郡駒ヶ嶽產灰重石の屈折率

λ μμ	スペクトル線	ε	ω	ε-ω
		平均誤差 ±0·0004		
404·66	Hg	1·9880	1·9673	0·0207
407·8)	〃	1·9862	1·9657	0·0205
435·83	〃	1·9730	1·9540	0·0190
491·61	〃	1·9554	1·9377	0·0177
513·20	〃	1·9503	1·9330	0·0173
546·07	〃	1·9441	1·9273	0·0168
579·07	〃	1·9386	1·9221	0·0165
589·3	Na	1·9368	1·9204	0·0164
607·27	Hg	1·9343	1·9181	0·0162
623·45	〃	1·9326	1·9165	0·0161
671·63	〃	1·9265	1·9109	0·0156
690·75	〃	1·9256	1·9102	0·0154

のと比較するに，その屈折率は，平均約小數點以下四位に於て25高く，複屈折は略等しい値を示してゐる。

c. **朝鮮慶尙南道蔚山郡中南面校洞里産灰重石の屈折率**

屈折率の測定には褐色透明な45° 39.5′の角を有し稜は[001]に平行なプリズズムを蔚山郡中南面產の結晶より作り此を使用した。測定値は第四表

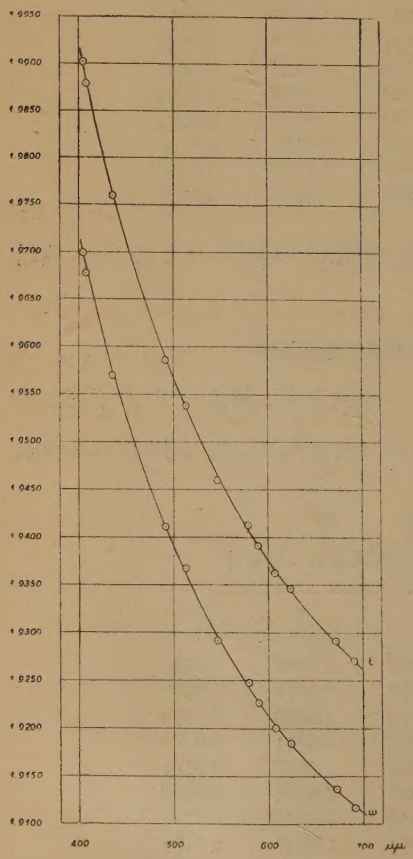
第　三　表

山梨縣東山梨郡中里村產灰重石の屈折率

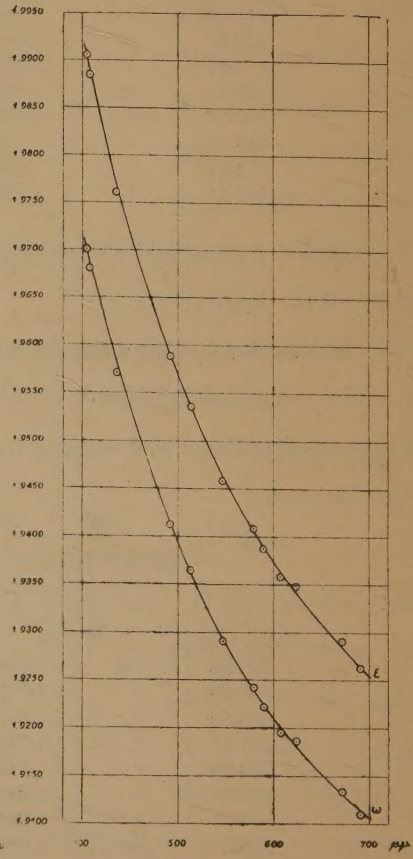
λ μμ	スペクトル線	ε	ω	ε-ω
		平均誤差 ±0·0004		
404·66	Hg	1·9902	1·9699	0·0203
407·80	〃	1·9879	1·9678	0·0201
435·83	〃	1·9760	1·9570	0·0190
491·61	〃	1·9586	1·9411	0·0175
513·20	〃	1·9538	1·9367	0·0171
546·07	〃	1·9460	1·9292	0·0168
579·07	〃	1·9413	1·9248	0·0165
589·3	Na	1·9391	1·9227	2 0164
607·27	Hg	1·9363	1·9201	0·0162
623·27	〃	1·9346	1·9186	0·0160
671·63	〃	1·9292	1·9137	0·0157
690·75	〃	1·9271	1·9117	0·0154

及び第四圖に示した。其測定値を見ると駒ヶ嶽産のものよりも平均略小數點以下4位に於て23位高く，山梨縣中里村産のものに略等しい。然し其複

第　三　圖
山梨縣中里村産灰重石
の屈折率の變化



第　四　圖
朝鮮慶尙南道蔚山郡中南面産
灰重石の屈折率の變化



屈折は何れも近似値である。

d. 朝鮮忠淸北道忠州郡仰城面産灰重石の屈折率

第　四　表

朝鮮慶尙南道蔚山郡中南面產灰重石の屈折率

λ μμ	スペクトル線	ε	ω	ε-ω
		平均誤差　±0·0004		
404·66	Hg	1·9906	1·9701	0·0205
407·80	〃	1·9885	1·9681	0·0204
435·83	〃	1·9761	1·9571	0·0190
491·61	〃	1·9589	1·9412	0·0177
513·20	〃	1·9536	1·9364	0·0172
546·07	〃	1·9458	1·9290	0·0168
579·07	〃	1·9408	1·9242	0·0166
589·3	Na	1·8387	1·9222	0·0165
607·27	Hg	1·9358	1·9195	0·0163
623·27	〃	1·9348	1·9187	0·0161
671·63	〃	1·9291	1·9134	0·0157
690·75	〃	1·9263	1·9109	0·0154

透明な部分を選んで前者と同樣な方法で 46°43.0′のプリズムを作り，屈折率を測定した。本結晶に就いての測定値は先に本年 4 月仙臺に於て開催された東京地質學會，日本岩石礦物礦床學會等の聯合講演會に於て發表したが，其値が[1]駒ヶ嶽產のものに比して遙かに高いために改めて今度再び測定を行つた。測定に際しての角の讀取には相違なく測定角の計算をなした場合に誤記をなし，そのために先きの高い値が得られたのであることが判

第　五　表

朝鮮忠淸北道忠州郡仰城面產灰重石の屈折率

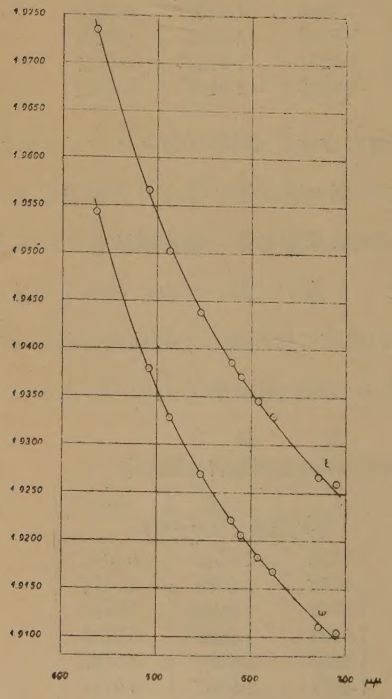
λ μμ	スペクトル線	ε	ω	ε-ω
		平均誤差　±0·0004		
435·83	Hg	1·9735	1·9543	0·0192
491·61	〃	1·9556	1·9379	0·0177
513·20	〃	1·9502	1·9328	0·0174
546·07	〃	1·9438	1·9269	0·0169
579·07	〃	1·9386	1·9221	0·0165
589·3	Na	1·9371	1·9207	0·0164
607·27	Hg	1·9346	1·9183	0·0163
623·43	〃	1·9330	1·9168	0·0162
671·63	〃	1·9267	1·9111	0·0156
690·75	〃	1·9260	1·9105	0·0155

1) 地質學雜誌第 41 卷，327 頁，第 3 表。

明した。此に講演會に於て發表した本產地の灰重石の測定値[1]を訂正する。新たに得た測定値を第五表及び第五圖に示す。本結晶に就ては 435.83 μμ 迄は測定し得たがそれも波長の短い 407.80 μμ 及び 404.66 μμ の色光は吸收されて最小のフレの面を測定する事が出來なかつた。

第　五　圖

朝鮮忠淸北道忠州郡仰城面產灰重石の變化の屈折率



要　約

種々の色光に對する本邦の四個所に產する灰重石の屈折率を常温に於て測定した。測定の結果其等の結晶は產地の異なるに從ひ其屈折率は多少値化するも，分散及複屈折は略等しいと云ふ事を知つた。

本研究に要した費用は文部省科學研究奬勵費より得た。此に感謝の意を表す。

（北海道帝國大學理學部地質學鑛物學敎室）

1) 地質學雜誌第 41 卷，327 頁，第 3 表。

勝光山産 dickite に就いて（2）

理學博士　吉　木　文　平

脫　水　現　象

カオリンの脫水現象に關しては既に多くの研究[1]を見たりしが，その脫水温度には必しも一致を見ざるものあり。この原因は試料の相違或は不純物の混入狀態に基因すべきものあるは勿論なるべきも，更にカオリン族礦物の種類に原因する相違も亦考へ得る所なり。されば余は標準試料ともなし得る勝光山産 dickite の脫水作用を吟味せんとし次の實驗を行へり。

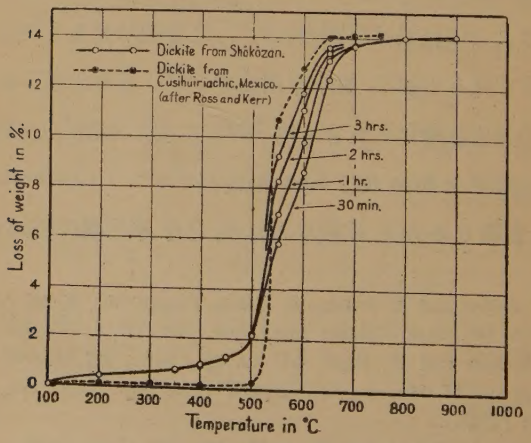
試料は粗晶質 dickite を乳鉢にて充分細末とせるものを白金坩堝に入れ之を電氣爐内に於て所要温度に各一定時間恒温に於て加熱し，その加熱減量を測定せり。この結果は第四表にして，之を圖示せるものは第六圖なり。脫水曲線に於て見るが如く，脫水作用は約 500°C より急激に始まり，550°C より稍々その速度に變化あれども略 700°C に於ては殆んど脫水の完了せるを示す。この結果を Ross 及び Kerr 兩氏がメキシコ Cusihuiriachic 産 dickite に就きて實驗せる所と比較するため，之を第六圖に併記せり。兩氏の

1) J. W. Mellor and A. Holdcroft, Trans. Ceram. Soc. 9, 94, (1910).
S. Satoh, Sci. Rept. Tohoku Imp. Univ., Ser. III, 1, 175～201 (1923).
G. Tammann und W. Pape, Zeit. anorg. Chem., 127, 43～67 (1923).
S. Kôzu and M. Masuda, Sci. Rept. Tohoku Imp. Univ., Ser. 1II, 3, 45～50 (1926).
神津俶祐，日本學術協會報告，2, 81～88, 大正15年 (1926).
T. Spangenberg, Keram. Rundschau. 35, 479～480 (1927).
T. Okazawa, Sci. Pap. Inst. phys. Chem., 9, 15～49 (1928).
P. Schachtschabel, Chem. der Erde, 4, 395～419 (1930).
C. S. Ross and P. F. Kerr, U. S. G. Surv. Prof. Pap., 165 E, 151～180 (1931),
H, Jung, Chem. der Erde, 7, 111～120 (1932).

第　四　表

Temp. in°C.	Change in weight, heated at different temperatures and different durations.				
100	0·00	0·00	……	……	……
200	0·44%	0·33%	……	……	……
350	0·73	0·62	……	……	……
400	0·98	0·81	……	……	……
450	1·28	1·26	……	……	……
500	2·21	2·25	……	……	……
550	5·76	6·91	8·36%	9·04%	……
600	8·66	9·83	11·09	11·75	12·00%
650	12·30	13·10	13·28	13·57	……
700	13·68	13·64	……	……	……
800	14·14	14·00	……	……	……
900	14·08	14·13	……	……	……
Duration of heating in hrs.	0·5	1	2	3	4

第　六　圖



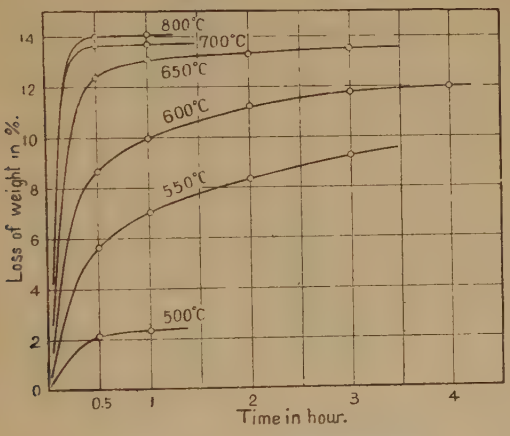
Dickite の溫度減量曲線

實驗に於ては加熱時間を記載せざるため，脫水量の比較を直になし得ざれども，その脫水溫度及び曲線の傾向に於て著しく酷似せり。

次に本礦の脫水溫度域なる 550°C, 600°C 及び 650°C に於て脫水量に及

ぼす加熱時間の影響を檢すべく恒温脫水曲線を描けるものは第七圖なり。

第　七　圖



Dickite の恒温加熱減量曲線

圖に於て 550°C 及び 600°C の曲線は時間と共に脫水量の增加を示せり。この時間により影響せらるゝ本礦の脫水平衡を pyrophyllite に就き行へる同樣の實驗結果に比すれば著しき相違あるを認む。

本邦產木節及び蛙目粘土[1]に就き佐藤進三博士[2]が研究せられし結果によれば，それらの脫水開始温度を夫々 370°C 及び 400°C とせられたり。又 English China Clay[3]に就きて神津教授及び故益田助教授[4]が熱分析並に灼熱減量測定を行はれし結果によれば脫水開始温度は約 400°C とせられたり。これらの温度を上述の dickite の脫水開始温度と比較すれば後者は約 100°C 高

1) 蛙目粘土を構成するカオリン礦物はその光學的性質よりカオリナイトの異種なる Anauxite と考へられ，これに就きては稿を改めて報ずる所あるべし。
2) S. Satoh, Sci. Rept. Tohôku Imp. Univ., Ser. III, 1, 157～201 (1923).
3) Ross 及び Kerr 兩氏によれば English China clay は kaolinite なり。
4) S. Kôzu and M. Musuda, Sci. Rept. Tohoku Imp. Univ. Ser. III, Vol. 3, 45～50 (1926).

きことを知るべし。換言すればdickiteはkaolinitеに比し一層高温度まで安定なる狀態にあるものと結論するを得べし。

以上の事實をGruner[1]は結晶構造上より説明せり。同氏の所論によればdickite及びkaolinitеはともにAl(OH)$_3$ (hydrargillite)の八面體層とβ-cristobalite の四面體層とが全く同一の層序を以て，極めて類似せる成層構造をなす。然るに累層間の滑りの方向とその移動距離に僅かの差異の存するため，層間に於ける各OH−Oの距離はdickiteに於いては殆んど等距離なれども，kaolinetеに於ては不等距離なりと言ふ。從てGrunerはdickiteの構造はkaolinitеのそれに比し一層安定なるものなりとし，是れdickiteの脫水温度はkaolinitеより高く，且つ完全なる結晶形の發達し易き理由なりと説けり。

熱的研究

dickite結晶の集合塊を所定温度に1時間宛加熱し，その狀態の變化を觀察し，且つ屈折率の變化を測定せり。その結果を表示せるものは第五表なり。

加熱物の外觀的變化　dickite結晶の加熱變化のうち肉眼的に觀察し得るものは約600°Cに於て急に認むる見掛上の膨脹なり。粗晶質dickiteの個體はその劈開面より剝離(exfoliate)して伸張し，恰かも蛭石の加熱膨脹[2]に於て見たると類似の現象を呈す。この原因は本礦の脫水温度より見て結晶水の逸出に關係せることは容易に推知し得る所なり。嘗てSchaller及びBailey兩氏[3]は之と類似の現象をOklahoma産結晶カオリンに就き觀察

1) J. W. Gruner, Zeit. Krist., 83, 75～88 (1932).
2) 神津俶祐，吉木文平，上田潤一，地球，10, 13～22 (昭和3年)。
3) W. T. Schaller and R. K. Bailey, Jour. Wash. Acad. Sci., 6, 67～68(1916)

第　五　表

溫度 (°C)	加熱時間	肉眼的變化	顯微鏡的變化	屈折率 on(001)
常溫		白色の結晶集合塊をなし，劈開面は絹絲光澤を有す。	劈開片は殆んど透明にして偏平六角形を呈し，sector 構造を示す。	$\beta'=1.564$ $\gamma=1.566$
300	1hr.	微かに褐色味を帶ぶるも光澤には變化なし。	同　上	……
400	〃	同　上	屈折率値は稍上昇の傾あれども常溫の狀態と異らず。	$\beta'=1.565$ $\gamma=1.567$
500	〃	同　上	同　上	$\beta'=1.565$ $\gamma=1.568$
600	〃	褐色味は消滅せり。結晶個は著しく膨脹せしも，劈開面の光澤には變化なし。	劈開片の外形は崩ずれざるも，著しく不透明となり，sector 構造も認められず。屈折率の測定困難となる。	$n \fallingdotseq 1.542$
700	〃	再び純白色となり，著しく容積を膨大せり。	劈開片は益々不透明となり負號の單軸性干渉圈を示すに至る。	$n \fallingdotseq 1.523$
800	〃	燒塊は著しく膨張し，劈開面は強き光澤を放つ。	同　上	$n \fallingdotseq 1.524$
900	〃	同　上	殆んど不透明等方質に化す屈折率は稍上昇し始む。	$n \fallingdotseq 1.529$
1000	〃	劈開面の光澤は一層强くなり，銀白色を呈す。著しく膨脹せる結晶は脆弱なり。	狀態は前と同樣なれども屈折率は漸次增加す。	$n \fallingdotseq 1.548$
1100	〃	銀白色を呈し，光澤依然變らず質一層脆弱となれり。	同　上	$n \fallingdotseq 1.553$

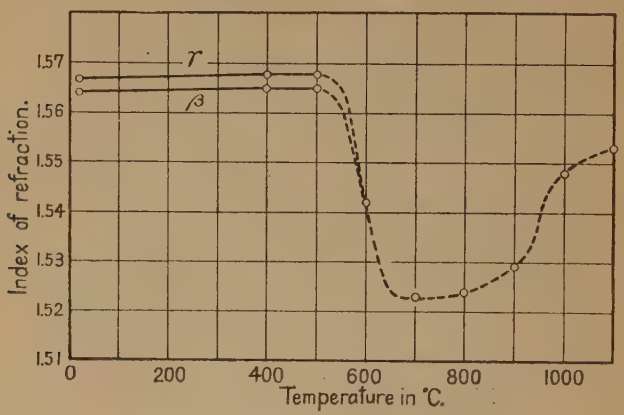
し，“intumescent Kaolinite”として記載せるものあり。又神津敎授[1]は山東省博山產緻密質カオリン塊に就き熱膨脹を測定せられし所によれば，560°C より急激なる膨脹を呈し，600°C に於て極大點を示すことを報ぜられ，本膨脹現象は脫水作用に伴ふものなることを明かにせられたり。余は學生高良義郎氏と共に勝光山產 dickite 並に神津敎授の御好意により惠與せられたる上記山東省產カオリンに就き熱膨脹狀態を比較測定せるものあれども，その詳細は別に報ずる所あるべし。

光學性質の變化　加熱による dickite の內部的變化を窺はんがため顯微鏡的觀察及び屈折率の測定を行へる結果の概要は第五表に總括せるが如し。

1）神津俶祐，日本學術協會報告，2，81～88（大正15年）。

その屈折率の温度による變化を圖示すれば第八圖なり。dickiteの屈折率は

第　八　圖



加熱による dickite の屈折率變化曲線

約500°C までは殆んど常温のそれと變化なく，僅かに上昇の傾を認むるに過ぎず。然るに600°C の加熱物は急激なる變化を呈し始め，700°C に至らば屈折率は最低値を示す。而して 800°C よりは再び上昇の經過を辿り，1000。C に於て急に增加す。

以上の結果を先年佐伯學士が[1]神津教授の指導の下に栃木縣熱鹽產カオリンに就き測定せられし屈折率の變化曲線と比較對照するに興味ある事實を發見すべし。即ち熱鹽產カオリンの場合には屈折率の低下し始むる温度及び最低屈折率を與ふる温度は夫々 400°C 及び 600°C なり。然るにdickiteの場合には夫々各相應する温度は 500°C 及び 700°C にして何れも約 100°C の温度の遲れを見ることなり。この相違も亦 dickite と kaolinite との試料の相違となさざるべからず。

dickite の加熱による内部の狀態變化を觀察するに，屈折率の激變し始む

1) 前出の神津教授及益田助教授の論文中にあり。

る600°C に於ては未だ原結晶の二軸性を保有すれども，700～800°C の加熱物は負號の單軸性に變化せり。之と同樣の事實は既に Rinne[1] 及び Spangenberg[2] により夫々 meta-nacrite 及び meta-kaolinite に就いて報告せられたり。從て今回 meta-dickite（加熱により脫水せる dickite を言ふ）に觀察せる單軸性への變化はカオリン族鑛物には共通の性質となすを得べし。

他方 meta-kaolin の狀態に關する問題は LeChatelier の研究以來多くの學者の論爭を釀せる所にして，甲論乙駁近年までその解決を見ざりき。この議論を大別すれば成分解離說（dissociation theory）と無水珪酸鹽說（anhydride theory）との二說の對立となすを得べし。前者は LeChatelier の創唱になり，Mellor, Tammann 等により支持せられし說にして，カオリンは脫水と同時に珪酸及び礬土に解離すとなすものなり。之に反し後者は Vernadsky 等の主張せる說にして，カオリンは脫水後は $Al_2Si_2O_7$ なる安定化合物，或は他の珪酸鹽として存在すと說くものなり。一方神津教授は夙に種々の研究を行はれし結果，所謂 meta-kaolin は不安定なる無水珪酸鹽として存すべしとの見解を抱かれたり。この見解の妥當なることは前述の Rinne 及び Spangenberg の研究並に余の dickite に就き觀察せる所より明かなり。余は更に meta-dickite の狀態を闡明すべく次の實驗を試みたり。

加熱物の化學處理　dickite 結晶塊を 700°～800°C に於て1時間加熱し略脫水を完了せしめたる試料を輕く粉碎すれば劈開片となる。之を鏡下に觀察すれば殆んど不透明に見ゆれども，高倍率により詳細に檢すれば劈開片の全面には恰かも汚濁物の附着せるが如く且つ縮緬肌狀に見ゆ。然るに同試料を稀鹽酸（1：1）を以て湯煎上に於て約1時間處理し，よく洗滌乾燥せ

1) F. Rinne, Zeit. Krist., 61, 116～121 (1924).
2) K. Spangenberg, Fortschritt. Min., 11, 340～343 (1927).

る後再び檢鏡せり。この處理せる劈開片は前とは異なり殆んど透明に近く，その屈折率は著しき低値を示すに至れり。他方上述の處理濾液にアンモニア液を注入すれば多量の水酸化アルミニウムの沈澱を生じたり。從てmeta-dickite 中の礬土は鹽酸處理により大部分溶出せしめられ，後に殘存する劈開片は原形態を保てども，その本質は珪酸より主成せらるゝものと考へらる。猶 dickite の加熱による礬土の溶出に關する研究は目下定量的に實驗中なり。

以上の結果より考察するに，700°C～800°C の加熱によりて得たる成生物は舊結晶の形骸を殘存し，しかも礬土と珪酸とは甚だ弱き結合の狀態にあるものと結論するを得べく，而して礬土層は鹽酸に甚だ可溶性なる事實より γ-Al_2O_3 として存在するものと推定せらる。

更に 1000°C に於て 1 時間加熱せる試料を前回と同樣に處理するも，全く礬土の溶出を見ざるのみならず，鏡下に於ける不透明度は鹽酸處理により全く影響せられざるを知れり。この礬土の不溶性に變化せる原因は，700°～800°C に於て γ-Al_2O_3 として存せし礬土が 950°～1000°C に於て酸に不溶性なる α-Al_2O_3 に變移せるためと，他方には 900°C 附近より珪酸と礬土との間には一層强力なる再結合作用が徐々に行はれ，mullite ($3\,Al_2O_3 \cdot 2\,SiO_2$) を生成し始むるがためなるべし。

終りに臨み本報は神津教授の御懇篤なる御指導の下に行へる本邦蠟石礦床の礦物學的研究の一部にして，茲に同教授に對し深謝の意を表す。

黃銅礦及び閃亞鉛礦共生体の加熱による變化に就て(豫報)

理學士 中野長俊

序　言

曩に筆者[1]は黃銅礦と閃亞鉛礦の共生せるものを種々の温度に加熱して，之を反射顯微鏡下に觀察したる結果に就て記載せしが，其際は主として黃銅礦の内部構造の變化に就て言及し，兩礦物相互の關係は未だ明かならざりき。其後兩礦物の共生せるもの，即ち閃亞鉛礦中に黃銅礦微粒のあるものと，之と反對に黃銅礦中に微細なる閃亞鉛礦骸晶を含むものに就て加熱實驗を繼續せり。

元來この二つの場合は，其生成に關して密接なる關係あるものの如く，屢々相伴ひて現出すること多し。このうち閃亞鉛礦中に黃銅礦微粒を包含するものは，諸所に發見せられて既に記載せらるゝもの多く，Schneiderhöhn 氏[2]は早くよりその成因が固溶體分離に基くものと考へ，本國に於ても各所に之と類似のものを見出されしも，其成因に關しては未だ決定的の見解あるを聞かず。

更にまた黃銅礦中に閃亞鉛礦骸晶の規則正しく配列せるものに就ては其文獻極めて尠なく，嘗て渡邊教授[3]が日立礦山産礦石中にて發見せられ，更に近年神岡礦山産礦石中[4]に於ても見出されしが，筆者も數年前より夏梅礦山吉岡礦山，足尾礦山，面谷礦山，釜石礦山，生野礦山等の礦石中に之に對する

1) 中野長俊，本誌第8卷，第4號(昭7)。
2) H. Schneiderhöhn. Metal u. Erz, Vol. 19, 1922.
3) M. Watanabe, W. Landwehr, Journ. Geol. Soc. Tokyo, Vol. 30, 1923.
4) 井關貞和，神岡礦山の地質礦床，昭7卒論。

ものを認めしが，之等の礦石は何れも其中に含まるゝ塊狀閃亞鉛礦中に黃銅礦微粒子の存在するものを伴ひ，而も之に隨伴する諸礦物も，硫砒鐵礦，磁硫鐵礦其他の比較的高温性礦床に於て普通よく見らるゝ金屬礦物を伴ふこと多く，かくの如き共生構造を呈せるものは相當高温性礦床にのみ限らるゝものと考へられ，礦脈礦床に於ては Lindgren 氏の所謂 mesothermal 乃至 hypothermal のものに多く見られ，epithermal 其他の比較的低温成生の礦床に於てはこの兩者共生の何れの場合をも見出し難し。

之等兩礦物共生の成因を說明せむがための從來の主なる說は交代說と固溶體分離說なり。而れども之等兩說に於ても之を定むる論據は主として顯微鏡下に於ける觀察の結果のみにして，未だ實驗的に證明せらるゝ域に達せず，たゞ Schwartz 氏[1]は 1931 年黃銅礦粒子を含む閃亞鉛礦を 650°C に加熱したるも均質なる固溶體を得ざりしとて，之が固溶體分離に非ざることを指摘し，Schneiderhöhn 氏は前述の如く固溶體說を支持し，この構造に特に懸滴構造(emulsion structure)の名稱を與へたり。又交代說に於てもその主眼とする所は顯微鏡下に於ける精細なる觀察を基とし，共生せる兩礦物の關係を極めて廣範圍に觀察して，明らかに交代作用による證跡を見出さざるべからず。然れどもこのことは相當困難の伴ふものにして，特に黃銅礦と閃亞鉛礦の場合に於ては黃銅礦粒の極めて微細なるものより，やゝ大なる細粒のものに至る迄の大さには一定の區別を設け難く，夫故假令塊狀又は細粒の黃銅礦が明らかに交代作用の成生なりとの證跡を見出すとも，之を以て直ちに微粒黃銅礦をも同一成因に歸する事は早計と考へられ，稀には交代作用と固溶體分離との兩成因による場合をも考へらるべく，單に顯微鏡下に於て觀察するのみにては何れの場合に屬するかを判定するに至難

1) G. Schwartz, Econ. Geol., Vol. 26, 758, 1931.

の場合多し。

然れどもこの兩礦物のかくの如き共生構造を現はせるものは皆比較的高温性と考へらるゝ礦床に於てのみ見出され，低温成生の礦床に於て其例を見ざるは，これが交代作用のみによるものとは斷定せられずして，寧ろこの點に於ては幾分固溶體分離説を支持せられ得べき傾向あるものの如きも，之に就ても之より輕々に論ずべきものに非ずして愼重なる實驗的研究の完成を待つべきものなり。

筆者が曩に行ひたる實驗は比較的低温度の 200°～300°C 程度のものにして，兩礦物の關係を知るためにはなほ充分の成果を得ざりしを以て，其後神津俶祐先生の御厚志により整備せる實驗裝置の使用を許され，且つ御指導の榮を賜りしも，本編に於てはその實驗に先ち，その豫備實驗とも稱し得べき最初の實驗の其後の結果に就て豫報し，今後の研究に資せむとするものなり。

報文を記述するにあたり神津先生並に終始御指導を賜はれる渡邊先生に對し深く感謝の詞を捧ぐ。

加熱前の研磨面の反射顯微鏡的觀察

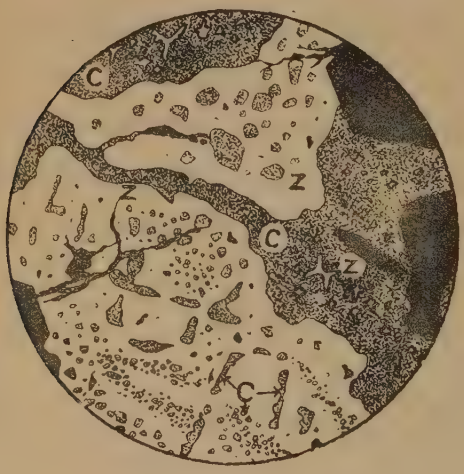
實驗に使用したる礦石は岐阜縣神岡礦山産の黄銅礦と閃亞鉛礦の共生したるものにして，このもの、反射顯微鏡下の觀察に就ては既に井關貞和理學士の報文[1]及渡邊教授，井關學士[2]の研究發表あれば，筆者は單に加熱前の研磨面の相貌を簡單に概述するに留め，加熱後の狀態との比較に便ならしむべし。

試料は主として黄銅礦と閃亞銅礦の共雜せる部分を取りて，之を約 1 cm

1) 井關貞和，前出。
2) 渡邊萬次郎，井關貞和，岩石礦物礦床學，第 7 卷，第 6 號，昭 7.

立方のものとなし，その一面を研磨して反射顯微鏡下に觀察せしに，上記兩鑛物の他に少量の方鉛鑛と微量の黃鐵鑛を伴へり。このうち黃銅鑛及閃亞鉛鑛を便宜上形態によりて各々二種に區別すれば，研磨面中に見出されし諸鑛物は次の6種なり。

第　一　圖



C 黃銅鑛　Z 閃亞鉛鑛

1. 塊狀黃銅鑛（不規則なる塊狀にして其中に閃亞鉛鑛骸晶を包含するもの）
2. 懸滴黃銅鑛（閃亞鉛鑛中にありて微細なる粒狀を呈せるもの）
3. 塊狀閃亞鉛鑛（黃銅鑛微粒を含む塊狀のもの）
4. 骸晶閃亞鉛鑛（黃銅鑛中にありて規則正しき輪廓を呈せる微粒）
5. 方鉛鑛
6. 黃鐵鑛

以上のうち方鉛鑛及黃鐵鑛に就ては本報文には關係なきを以て他の四つのものに就て概述すべし。

塊狀黃銅鑛　は第一圖に於て示さるゝ如く其中に骸晶閃亞鉛鑛を包藏するものにして，この黃銅鑛は時に脈狀をなして塊狀閃鉛鑛を貫通すれども，その脈壁は寧ろ平滑ならざること多く，又この塊狀黃銅鑛の細片か，或は又懸滴黃銅鑛のやゝ形の大なるものに屬すべきか，單に形狀のみにては區別に迷ふ中間の細片黃銅鑛が數個集まりて多角形狀の輪廓を作るものありて黃銅鑛が閃亞鉛鑛のために交代せられたる場合にもかくの如き構造を呈するに非ざるかとの疑問は存すれども，こゝにはたゞ閃亞鉛鑛の骸晶を含む

のもを假に塊狀黃銅礦と定む。

懸滴黃銅礦　と稱するものは，一般に不規則懸滴狀に閃亞鉛礦中に散布せらるゝものにして，その或るものは時には連りて特殊の連鎖狀又は鋸齒狀の細脈となり，或るものは閃亞鉛礦の結晶粒の間隙に配列し，或は又其面中に數列に並列するものなどありて，その成因に關しては未だ明らかならざれども，少なくともその一部の懸滴黃銅礦がもし交代作用によりて生じたるものとすれば，それが交代作用の初期を示すものと考ふるよりも，後述の理由によりて塊狀黃銅礦が閃亞鉛礦の爲に交代せられたる際の殘骸と考へ得べきものあり。

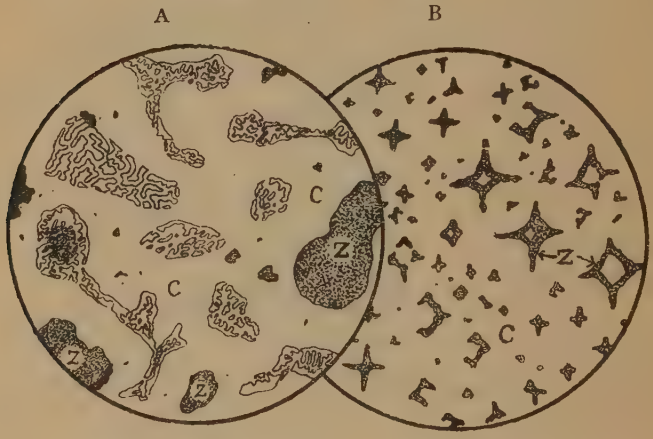
この懸滴黃銅礦及之とやゝ形狀を異にせる細片黃銅礦とは，之を嚴密に顯微鏡下に於て區別すること困難なるを以て，一般に塊狀閃亞鉛礦中に散布せらるゝ微粒及細片の黃銅礦を共に懸滴黃銅礦と假定せり。

閃亞鉛礦　は塊狀のものと微細なる骸晶狀のものとの2種に區別せられ塊狀閃亞鉛礦は前記の如く黃銅礦微粒を包含し，骸晶閃亞鉛礦は塊狀黃銅礦中にのみ包含せられ，之を薄片として透過光線にて觀察するも他の閃亞鉛礦と同樣なる性質を示し，種々の試藥にて研磨面を腐蝕するも，總て閃亞鉛礦の特有なる反應を呈するを以て，この骸晶が閃亞鉛礦なることは明らかなり。この他稀に後述の理由によりて骸晶閃亞鉛礦とは全く性質を異にし，塊狀閃亞鉛礦の微片なることを知るものが，骸晶と共に黃銅礦中に含まるゝことあれども，その形狀大さ共に一樣ならずして，塊狀閃亞鉛礦の一部と考へらる。

この骸晶閃亞鉛礦と塊狀黃銅礦との關係は恰かも固溶體分離によつて生じたるが如き狀態を示せり。即ちこの骸晶は特に塊狀黃銅礦中に於てのみ見出され，微細なる骸晶は黃銅礦の同一面內に於ては皆一樣に同一の結晶學的方向を示し，其骸晶の盡くが十字形又は四角形(第二圖 B)，或は之等の

一部破壞せられたる輪廓の微片より成りて，固溶體分離によつて生する構造として最も可能性大なる結晶學的共生(crystallographic intergrowth)を示せり。而してこの骸晶と之を包含する黃銅礦との關係に就ては，曩に[1]記述したるが如く，この骸晶の發達せる二つの方向は黃銅礦のこの面上に生じ

第　二　圖



C 黃銅礦　　Z 閃亞鉛礦

たる劈開の方向とよく一致すれども，この面中に生じたる双晶の方向とは全く一致せざるを知る。

加熱後の兩礦物變化の狀態

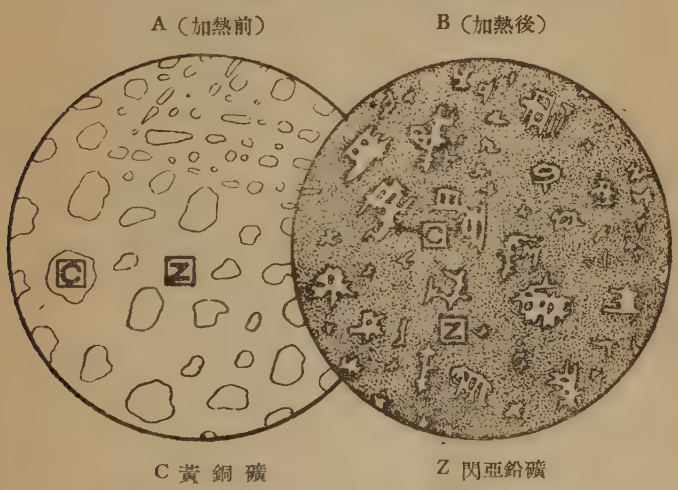
前述の如く反射顯微鏡にて觀察したるものを磁製坩堝中に入れて瓦斯焰の强焰にて1時間加熱したるものを取出して空氣中に於て冷却し，表面の酸化變色せる部分を除去して肉眼にても黃銅礦が特有の黃色を呈せる部分迄磨滅せしめ，之を研磨し，反射顯微鏡下にて觀察せり。

塊狀黃銅礦　は其中心部に於ては反射色も加熱以前のものと略同一の色

1) 中野長俊，前出。

彩を示し，やゝ裂罅の增加せるを認められ，脈石又は閃亞鉛礦に接したる部分，或は又新たに生じたる龜裂に沿ひて極めて微細なる暗褐色の粒狀又は細絲狀の斑銅礦狀物質の成生を認めらる。而して最も著しき變化は加熱以前このうちに包含せられたる多數の閃亞鉛礦骸晶は全く消失して之を認むる事を得ず，黃銅礦は一見して均質なる外觀を呈せり。たゞ一部周邊に近く，又は脈石との境界に幽かに灰白色礦物が黃銅礦と恰も pseudoeutectic texture の如き共生構造を示せるものあり(第二圖 A)。之は單に黃銅礦の

第　三　圖



C 黃銅礦　　Z 閃亞鉛礦

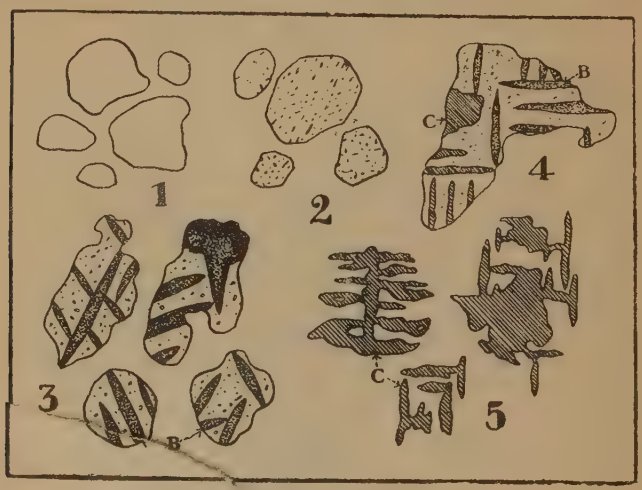
周邊に於てのみ見られ，且つこの灰白色礦物は黃銅礦以外の脈石中に於て稀に見出さるゝものとよく類似し，骸晶閃亞鉛礦の變化したるものに非ざることは明らかなれども，如何なる礦物なるかは未だ判明せず。

この塊狀黃銅礦中には骸晶閃亞鉛礦の他に微量の塊狀閃亞鉛礦の一部と思はるゝものが細滴狀に含有せらるゝものありて，加熱後には骸晶は消失するも，この種の閃亞鉛礦粒子は何等の變化もなく，塊狀閃亞鉛礦と同樣の

外觀を呈し，骸晶閃亞鉛礦とは全く異なれる性質のものなることが察知せらる。

塊狀閃亞鉛礦　は加熱後と雖も何等の變化をも認められずして，たゞその中に包含する黃銅礦微粒のみは著しく複雜なる變化を惹起せり。第三圖Aは加熱以前の閃亞鉛礦中の黃銅礦微粒にして同圖Bは加熱後黃銅礦

第　四　圖



B 斑銅礦　C 輝銅礦

粒子の原形が變化せることを示すものにして，其變化の樣式を更に詳しく圖示すれば第四圖1～5に示すが如くにして，始め各粒子は其中に微細なる暗褐色の斑銅礦と思はるゝ細點を無數に生ずることは塊狀黃銅礦の周邊に於ける變化と類似せり。この時は黃銅礦粒子は猶ほ原形を保てども，變化が更に進めば第3の如く其中に斑銅礦の葉片を生じ，粒の形狀はやゝ亂れ始め，更に變化が進めば第4に於けるが如く斑銅礦の格子狀葉片の一部は灰青白色の輝銅礦によりて置換せられ，之と同時に斑銅礦の細點は次第に

消失し，最後には第5に於けるが如く全く輝銅礦より成る格子狀共生體となり，或は更にこの構造の破壞せられたる不規則なる形狀を取るに至る。即ち閃亞鉛礦中の黃銅礦微粒は之を熱すれば遂には不規則なる形狀の輝銅礦を形成するも其變化の樣式は可なり規則正しき經路を辿れり。

黃銅礦と斑銅礦，斑銅礦と輝銅礦等の共生に就ては既に多數の研究報告ありて，兩礦物が加熱によりて固溶體を形成し，再び温度の低下と共に分離して格子狀共生を呈することは既に實驗せられたれども，同時にまた天然の礦石に於て交代作用によりて之に類似せる共生構造を呈することも唱へらる。筆者の實驗に於て認められし黃銅礦～斑銅礦～輝銅礦の變化に就ては未だ充分明かならず。

渡邊附記　この現象は或は次の變化によらむも，この點に就ては今後の研究を要すべし。

$$5(Cu_2S\cdot Fe_2S_3) \longrightarrow 5\,Cu_2S\cdot Fe_2S_3 + 4\,Fe_2S_3 \longrightarrow 5\,Cu_2S + 5\,Fe_2S_3$$

chalcopyrite　　bornite　　chalcocite

（同時に $Fe_2S_3 + O_2 \longrightarrow 2\,FeS + SO_2$ の變化起り FeS は ZnS 中に固溶態として擴散す。）

以上は神岡礦山產礦石に就て，空氣中にて瓦斯焰の相當高き温度に於て行ひしものなれば，其温度は元より不明なれど，少なくとも 500°C 以上なることは想像するに難からず。夫故同樣の實驗を引續いで熔融鉛中に於て行へり。鉛の熔融點は 325°C なる故，この現象は恐らくこの附近の温度にて實驗せられ，且つ前の場合よりもやゝ酸化の程度の少なかるべしとの考へより，磁製坩堝中に鉛を熔融して其中に前述と同樣なる礦石を投入して 10 分間後急に空氣中に冷却して其表面の約 0.2～0.3 mm の厚さの部分を研磨して除去し，顯微鏡下にて觀察せり。酸化の程度は前記の場合に比して遙かに少なく，黃銅礦，閃亞鉛礦は共に加熱以前のものと等しく極めて良好なる光澤と色彩を示し，塊狀黃銅礦の表面はやゝ明瞭に各結晶粒を區別せ

しめ，十字ニコルの下に於て弱き非等方性を示し，僅かに淡褐色より黃色への色彩の變化を示せり。塊狀閃亞鉛礦に就ては何等の變化をも認め得ざるも，骸晶閃亞鉛礦は殆ど總て消失し，黃銅礦は一樣に均質なる狀態を示せども，この研磨面中に只一個，比較的形體の大なる骸晶の一部が殘存せるものありしも，之も辛ふじて識別し得らるゝ程度の不明瞭さに色彩を變化せり。又閃亞鉛礦中にありし黃銅礦微粒は前記の空氣中にて行ひたる實驗の場合と略ぼ同樣の結果をもたらしたるを以てここには省略す。

要　約

以上の實驗の結果より種々興味ある變化を認むるも其中最も主なる變化は(1)骸晶閃亞鉛礦の消失と(2)懸滴黃銅礦の變化の二つなるべし。

このうち骸晶閃亞鉛礦の消失は最も重要なる變化にして，最初の實驗に於ては加熱温度は略500°C以上にして，次の實驗に於ては鉛の融點附近なるを以て，約325°C附近と考へらる。この325°C附近の温度にて10分間の加熱によりて骸晶の殆ど全部は消失すれども，猶稀に殘留せるものを認めし事は，この温度が骸晶消失に就ての最低温度に近き事を示すものと考へられ，もし兩礦物が固溶體を形成せるものと假定すれば恐らくこの温度の附近に於て生ずるものと考へらるゝも，その詳細は更に實驗を繼續したる後に非ざれば明かならず。

次に第二の懸滴黃銅礦が斑銅礦に變化し，而かも原形とは全く異れる格子狀共生をなし，加熱前に比して著しく數量をも減ぜること，或はその一部は固溶體として消失せるものあるやも知れざれど，その大部分は斑銅礦又は輝銅礦粒子として殘留し，閃亞鉛礦とは固溶體關係を示す事なく，之が加熱のために斑銅礦及輝銅礦に變化する狀態は，黃銅礦の酸化の爲め複雜なる化學變化の結果とも考へらるゝも，形成したる斑銅礦及輝銅礦が格子狀共生を示すに至れることに就ては未だ明白ならず。

この變化は單に黃銅礦微粒のみに限られずして，塊狀黃銅礦中に於ても一部見らるゝ所にして，前述の如くこの懸滴黃銅礦と假稱するものの中にも，比較的粗粒の不規則なる輪廓を示すものありて，恰かも交代作用の殘骸の如き觀を呈し，或は又塊狀黃銅礦の周邊に沿ひて帶狀に密集せる微粒等ありて之等は恐らく塊狀黃銅礦が閃亞鉛礦のために交代せられし際の殘骸と考ふるを至當とし，之等の懸滴黃銅礦と塊狀黃銅礦とは共に同一時期成生のものと考へらる。

Teas[1]は之に類似せる兩礦物の共生體を多數觀察したる結果，黃銅礦が閃亞鉛礦を交代し，黃銅礦微粒子はその交代作用の未だ初期のものなる事を提唱し，その他の交代說に於ても之と略同樣に考へられしが，筆者の場合には寧ろ反對にして，閃亞鉛礦が塊狀黃銅礦を交代し，微粒黃銅礦は其際の殘骸と考へ，之に類似したるものに就ては，既に夏梅礦山礦石[2]に就て記載せり。

加熱以前に極めて微細なりし黃銅礦粒子が加熱後消失したる事は，固溶體形成の結果とも考へ得べきも，一般にかくの如き兩礦物の共生體が比較的高溫礦床に於てのみ多く見出さるゝ事實に就ては更に今後の研究によらざるべからず。(終)

1) Teas, L. P., Trans. A. I. M. E. Vol. 49, 1918.
2) 中野長俊，本誌，第11卷，第5號，昭9,

金瓜石産硫砒銅礦の熱的性質

理學士　鶴見志津夫

本誌第12卷第3號に記述せる硫砒鐵礦に於けると同樣の方法にて，同一温度に2時間づつ窒素氣流中にて加熱し，其加熱減量を測定すると同時に，次の方法にて揮散物質を溶解し，其中より砒素及び硫黄の量の測定を試みたり。

1　揮散物質の溶解及びその分析方法

硫砒銅礦の揮散物質は多量の硫黄を含有し溶解困難なり。故に加熱管より昇華物質を溶出するには次の方法を採れり，即ち温アルカリにてよく洗滌して先づ可及的多量の易溶性物質を溶解し，猶殘れる部分を硝子棒にて摩擦し，更にアルカリにて洗滌せり。かくて大部分の昇華物を管より取り去る事を得たり。猶少量に殘れる昇華物は長時間臭素にて處理したる後，アルカリにて處理し溶出せり。

斯の如くにして加熱管より洗ひ落したる昇華物の溶液は，一般に白色乃至微黄色の不溶解物質を含有せり。此溶液に吸收液を合し，過剩の臭素を加へ，湯浴上にて加温し，不溶解物質を溶解せり。次に此溶液を冷却し，鹽酸を加へて弱酸性となし，この際遊離せる臭素を再び湯浴上にて加温して揮散せしめ，硫砒鐵礦に於けると同樣の方法にて硫黄及び砒素を定量せり。

2　實驗の結果

加熱減量は第一表及び第一圖に示すが如く，既に250°C附近より始まり，それより加熱温度の上昇に伴ひて徐々に增加し，約525°C に至り急激に增加し，約675°C に於て大部分の揮散成分を發散し，それ以上の温度に於ては加熱温度に伴ふ增加は僅少なり。

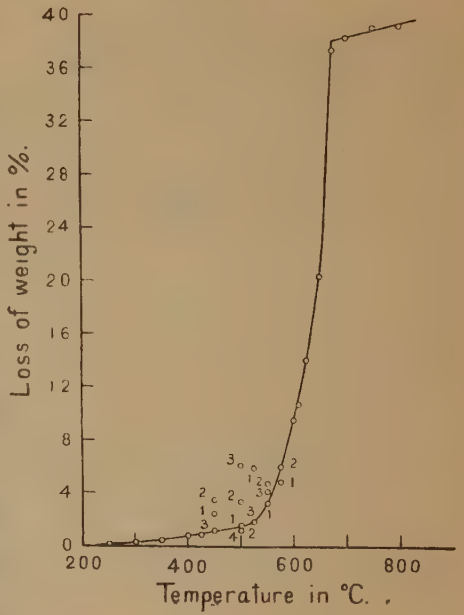
加熱管の爐外の部に附着せる昇華物は，450°Cに至る迄は少量にて色は略白色なり。その中爐の附近に附着せるものは結晶性なり。500°C に於ては

第　一　表

加熱溫度	加熱減量%（2時間加熱）	試料の外觀的變化	加熱管の冷部に附着せる物質の性狀	
250°	0·17	殆んど認め難し	微量なれども蒼白色の昇華物附着し溫アルカリにて大部分溶解し一部白色の不溶解性物質を殘留す。	
300°	0·29	稍々藍色を帶ぶる傾向あり。幾分 sintering の形跡あり。		
350°	0·42			
400°	0·82		爐の附近には白色結晶性の物質附着し稍離れて蒼白色の昇華物附着す溫アルカリに對する性質は上と同樣なり	
425°	0·85			
450°	1·27[3], 3·54[2], 2·40[1]			
500°	1·23[5], 1·61[1], 6·14[2], 3·37[3],	輕微ながら sinter し稍々藍色味を帶ぶ。	爐の近くより橙黃色，黃色蒼白色の昇華物順次に並び橙黃色部は冷後黃色に變ず。上の場合に比し橙黃色部廣く黃色部には針狀の結晶性物質生ず。橙黃色部及び黃色部は粘稠物質を流したる如き狀態を示す。冷後橙黃色部は黃色に變ず。	橙黃色部は冷アルカリに溶解し黃色部及白色部は一部分溶解し，他は殘留す。
525°	1·90[2], 5·90[1], 1·92[3],			
550°	3·25[1], 4·11[3], 4·71[2],			
575°	5·98[2], 4·83[1],			
600°	9·55	明らかにsinter，し藍色味を帶び光澤を失ふ。	上述の場合の外に爐の附近に赤色物質附着し，加熱管の下部には黃赤色物質附着す。此等の部分はアルカリに比較的易溶なり。	
610°	10·62			
625°	14·02	色の變化は 600°C，610°C の場合と同樣なれどもsinteringの程度却て輕微なり。	爐附近の赤色部は上述の場合に比し遙かに濃厚となり冷後幾分褪色し且結晶性物質となりて剝離す。	
650°	20·22			
675°	37·16	灰黑色を呈しボートの底部に一塊となりて結合しボートとの附着面は平滑にして光澤を有す。	上述の赤色部は量を增し，赤黑色となる。加熱管の下部の黃赤色部は著しく多量なり。赤色部は冷後褪色して赤色透明となり，針狀の結晶性物質となりて剝離す。此部分は冷アルカリに溶解し黃褐色の溶液となり加溫すれば透明となる。	
700°	38·11			
750°	38·77	同上，ボートとの附着面の光澤更に强し		
800°	38·92	ボートとの附着面のみならず全表面に光澤を有す。		

上述450°C以下の温度にて生じたる白色の物質の外に黃色の昇華物を生じ525°C以上に於ては橙黃色の昇華物を生ず。黃色乃至橙黃色の昇華物は粘稠なる物質の如き感を呈し，その中に針狀の結晶性の物質を含有す。600°C以上の温度に於ては爐の附近に赤色の物質を附着し，その量は加熱温度の上昇に伴ひ多量となり，色も次第に濃厚に變じ終には黑赤色に見ゆるに至れり。この外特に加熱管の下部に黃赤色の物質附着せり。猶上記赤色の昇華物は褪色し一部分は針狀の結晶性に變じ管より剝離せり。

第　一　圖



以上各種の昇華物質中，高温度にて生じたる赤色のものはアルカリに比較的可溶性にて略々完全に溶解し，黃褐色の溶液となり後無色の溶液に變ずれども，他はアルカリに完溶せず，少くともその一部分は溶解せずして液中に白色の物質として殘留せり。

3 加熱試料の外觀

試料外觀上の變化は250°Cに於ては殆んど認め難く，300°C～400°Cに於ては藍色味を帶び半融の形跡あれども明かならず，425°C以上575°C以下に於ては明かに藍色味を帶び指頭にて容易に碎き得る程度なれども半融す。600°C及び610°Cに於ては全く光澤を失ひ藍色味を帶び相當に硬く半融す。

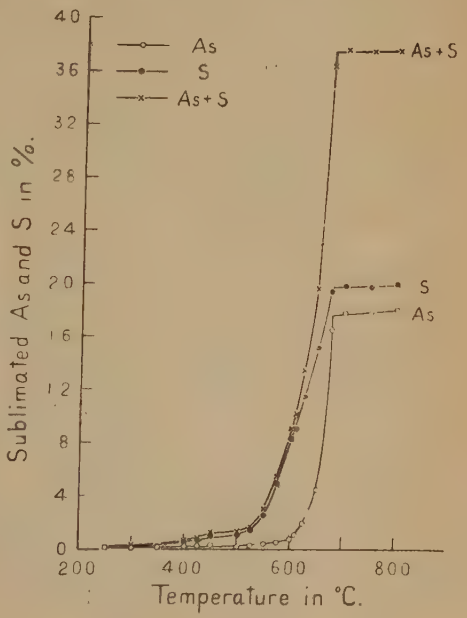
625°C 及び 650°C に於ける變化は大體に於て 610°C に於けると同樣なれども半融の程度却つて輕微なり。675°C 以上に於ては灰黑色に變じボートの底部に融着す。而して融着せる試料の表面は700°C 以下に於ては光澤を有せざれども，800°C に於ては光澤を有せり。ボートとの附着面は 675°C 以上何れの温度に於ても平滑にて光澤を有せり。

4. 揮散物質中の砒素及び硫黄

揮散物質中の砒素及び硫黄と試料の加熱温度との關係を見るに次の如し（第二圖及び第二表參照）。

砒素の加熱減量は加熱温度 500°C に至る迄は極めて少量なり。500°C より 600°C に至る間は徐々に增加し 600°C 以上に於ては急激に增加せり。700°C に於ける脫出砒素量は略々本礦物の砒素含有量に等しく，從つて 700°C 以上に於ては加熱温度による變化を認むるを得ざりき。硫砒銅礦の砒素包有の理論値は 18.13% なるを以て 700°C に於て略其全量を發散せるものと言ふべし。

第　二　圖



硫黄の脫出は砒素と異なり既に 250°C より緩慢なれども明らかに增加の傾向を示し，525°C に至り急激に增加し，675°C に於て約 20% に達し，その

第　二　表

加熱温度	S (%)	As (%)	S+As (%)	L. H. (%)
250°	0·10	0·07*	0·17	0·17
300°	0·25	0·04*	0·29	0·29
350°	0·28	0·14*	0·42	0·42
400°	0·58	0·17	0·75	0·82
425°	0·61	0·24*	0·85	0·85
450°	1·01[3]	0·33	1·34	1·27
	1·89[2]	0·01	2·90	3·54
	1·30[1]	0·42	1·72	2·40
500°	1·00[4]	0·12	1·12	1·23
	1·16[1]	0·11	1·26	1·61
	4·23[2]	0·74	4·97	6·14
	2·51[3]	0·45	2·96	3·37
525°	1·39[2]	0·31	1·70	1·90
	1·44[3]	0·19	1·63	1·92
	4·37[1]	0·62	5·90	5·90
550°	2·59[1]	0·42	3·01	3·25
	3·66[2]	1·01	4·67	4·71
	3·37[3]	0·64	4·01	4·11
575°	4·98[2]	0·57	5·55	5·98
	3·91[1]	0·52	4·43	4·83
600°	8·40	0·77	9·11	9·55
610°	9·02	1·11	10·13	10·62
625°	11·50	1·95	13·45	14·02
650°	15·20	4·50	19·70	20·22
675°	19·46	16·60	36·06	37·16
700°	19·90	17·96	37·86	38·11
750°	19·85	17·83	37·68	38·77
800°	20·09	18·18	37·77	38·92

* L.H.−S.

肩書の數字は實驗番號にて，下線を施せるものは圖に記載せるもなり。

後は加熱温度 800°C に至るまで大なる變化を認むるを得ざりき。硫砒銅礦の硫黄含有量は 47.85% にして高温加熱により Chalcocite (Cu_2S) を生ずるとせば，加熱により發散すべき硫黄の量は約 20.50% にして，700°C に加熱せる場合の量に相當す。

本實驗の結果より觀れば硫砒銅礦は 675°C に長時間加熱する時は Chalcocite(Cu_2S) に變化するは明かなり。

擱筆するに當り本研究問題を與へられ，且懇篤なる御指導を賜はりたる神津教授に深謝す。

研究短報文

甲山産硫砒鐵礦の化學成分

理學士　鷲見志津夫

試料　本礦物は長さ2～3糎に達する柱狀の良晶なれども，不純物として面の一部及び裂罅に沿ひ黃銅礦の附着するを見る。故に試料の調製に際しては，黃銅礦を含有せざるやう特別の注意を拂ひたり。即ち可及的裂罅の少き數箇の結晶を　0.1～0.5cm　程度の小粒に碎き，その中より黃銅礦の附着せざる純粹且つ新鮮なる破片を選び，熱を發せざる樣注意して粉碎し使用せり。

定性分析　普通の方法にて定性分析を試みたるに，硫砒鐵礦の主成分元素たる砒素，硫黃及び鐵の他に微弱ながらアンチモン，亞鉛及び銅の反應を認むるを得たり。

定量分析　この定性分析の結果を參照し，大體に於て前に發表せる金瓜石礦山産硫砒銅礦に於けると同樣の方法にて定量分析を試みたり。斯くして求めたる本硫砒鐵礦の化學成分は第一表に示すが如し。

第　一　表

	Wt. %	Atomic ratio
As	41.77	0.577
Sb	0.32	0.003
S	22.59	0.705
Fe	35.23	0.631
Zn	0.32	0.005
Mn	tr.	
Ag	none	
Cu	0.15	0.002
Pb	tr.	
Insol.	0.08	
Total	100.46	

實驗式　第一表に於て見るが如く分析結果中には少量なれども銅の存在を見る。この銅は上述の如く試料調製に際して特別なる注意を拂ひたるにも拘はらず猶試料中に混入せし黃銅礦の爲なるべし。

今銅の含有量より黃銅礦分子を算出し（$FeCuS_2$ として 0.39 mol.%），上記分析結

果を補正し，本硫砒鐵礦の構成分子たる (As, Sb), (Fe, Zn)及び S の比,或は(As, Sb, S) 及び(Fe, Zn) の比を計算するに

$$(As, Sb) : S : (Fe, Zn) = 1.00 : 1.25 : 1.13$$

$$(As, Sb, S) : (Fe, Zn) = 2.25 : 1.13 \fallingdotseq 2 : 1$$

となり，本礦物の實驗式は

$$(As, Sb)_1 S_{1.25}(Fe, Zn)_{1.13}$$

$$(Fe, Zn)_1(As, Sb, S)_2$$

なるを知る。

又 M. E. Chevreul, F. Stromeyer 及び T. Thomson[1] 等の如く，硫砒鐵礦を FeS_2 及び $FeAs_2$ 兩分子の固溶體と考へ，兩成分の分子百分化を算出するに，

$$(Fe, Zn)S_2 : (Fe, Zn)(As, Sb)_2 = 55.59 : 44.41$$

となり，正規の硫砒鐵礦に對し，黄鐵礦分子の約 5 % 過剩に存在するを見る。

猶ほ本礦物の結晶構造に關しては目下當教室に於て研究中なれば，その結果より分子式も明らかとなるべし。

擱筆するに當り，貴重なる試料を賜はり且つ終始御懇篤なる御指導を賜はりたる神津教授に深甚なる謝意を表す。

本誌前號(第 12 卷第 3 號)所載鵜見氏論文中第三圖(總 126 頁)は誤刷につき，本號卷末添附の圖を右の圖上に貼布せられたく，ここに校正の際の不注意を謝し，著者並に讀者の寬恕を望む。(校正係)

1) J. W. Mellor, Inorganic and Theoretical Chem. IX, 306, 1929, London.

評論及雜錄

布森金礦床の特異性に就て

理學博士　渡邊萬次郎

布森金山は福島縣耶馬郡吾妻村大字蠶養字小田の東方約4km, 布森山の西北に連なる丘陵性山間に位し, 耶馬輕便鐵道樋口驛より徒歩約1時間半にして達すべく, 最後の 1km 內外を除けば, 道路概ね平坦なり。礦床は猶ほ開發の初期に在り, その詳細は之を審かにする能はざれども, 旣に開掘せられし部分のみに就ても, 著るしき特異性を有し, その類例を內外の文獻に求むること難きを以て, ここに之を概報すべし。

地形及び地質

本地域は, 奥羽山地の一部として, 東は石筵川及び, 保成峠, 西は長瀨川及び猪苗代湖の陷沒帶に界せられ, 川桁山を中心として, 南北に延びたる地壘を成し, 其の基底には片狀花崗閃綠岩の發達を見れども, 南北兩部は第三紀層に被覆せらる。布森金礦床の發達するはこの地壘の北部に位し, 海拔8～900 m の山間に在れども, 長瀨川の支流酸川及び小田川の沖積原を抜くこと 2～300 m に過ぎずして, 地勢は必ずしも嶮峻に非ず, むしろ丘陵性を成し, たゞその東南に聳ゆる布森山が, 海拔 1177.9 m の尖峰を成すのみ。

礦床附近は草木繁茂し岩石の露出乏しけれども, 露岩, 轉石, 掘鑿面間によつて判斷すれば, 主として第三紀凝灰岩, 礫岩乃至角礫岩, 砂岩, 泥板岩等より成り, 之に安山岩を伴なひ, それらの基底を成す片狀花崗閃綠岩は, 小田の東端蚕養神社裏間に認めらるゝ外, その轉石は布森山の西山腹にも見出さるれども, 果して眞の露出なりや, 前記礫岩中の岩礫より由來せるやは明かならず。この外石英斑岩は, 前記の角礫岩中に, 最も多量に見出さるれ

ども，その眞の露出を明かにせず。

礦石の性質

礦石は本邦内帶各地の産する第三紀式金銀礦脈中のものとして最も普通の種類に屬し，主として乳白色玉髓質乃至灰白色微晶質石英の細かき縞狀累帶より成り，諸所に石英質晶洞を殘し，時には葉片狀石英[1]として廣く知らる。交錯板狀の虛假像を留め，その一片の大きさ4×5 cmに達するものありそれら總ての點に於て，第三紀式淺熱水性金銀礦脈の特性を具備す。

その薄片を顯微鏡下に觀察するに，石英の外多少の絹雲母質纖維狀集合を見るのみにして，金屬礦物に甚だ乏しく，僅かに多少の黃鐵礦等の微粒を見るのみ。方解石及び氷長石は未だ觀察せらるゝに至らず。

礦床の特質とその成因

本礦床の特質は，その礦石が大小無數の塊片に分れ，他の岩石の塊片と混じて任意の方向に配列し，之を容易に分離剔出せらるゝことなり。但しこの種の混合物中，上部と下部とは性質を異にし，例へば第一圖b及びcに於て，下部は主として礦石の破片と，石英斑岩の破片とのみより成り，その間の膠結物もまたこれらの兩種の碎片にして，明かに角礫性を帶び，且つその膠結物は概ね熱水變質を受け，綠色乃至紫赤色に變じ，黃鐵礦に礦染せらる。即ち一種の含礦角礫岩と見るべし。

しかるに上部はこれらの兩種の塊片の外に，片狀花崗岩，角閃岩，褐色乃至黑色泥板岩等の圓礫を伴なひ，その膠結物もまた前と異なり，黑色泥土質乃至灰褐色凝灰質にして，熱水變質の跡を示さず，且つ上方に趣くに從ひ，急に大小の塊片を減じ，礫質凝灰岩に移化する，また泥土質膠結物の一部分は，上下兩部の界に平行なる層狀を示し，層向南北，東に20°の傾斜を示せり從つて，これらが水成堆積物に屬することは疑なくたゞその下底が主とし

1) 渡邊萬次郎，本誌第4卷179頁，昭和5年。

て礦石並に石英斑岩の巨塊より成り，一見角礫狀岩狀の外觀を保つ所以は，その下にある前記含礦角礫岩よりその塊片の大部を仰ぎ，しかもそれらは原位置より遠く運ばざれざるため，なほ稜角を保つがためにして，それらに混ずる他の岩石の塊片が，何れも充分圓味を帶べるは，現位置以外より運ばるゝ際に，水磨せられし結果と見るべし。

第　一　圖



布森礦山礦床分布　a～f 既知礦床分布

かくの如く，この特殊の礫岩は，前記の含礦角礫岩よりその塊片の供給を受けその上を被へる一種の基底礫岩にして，この延長と見るべきものが，例へば第一圖 d に於て，泥板岩の削磨面をも被へるは，その一部分水に運ばれれる結果と見るべし。但しこの際含礦角礫岩を距るに從ひ，礦石並に石英斑岩の塊片は其量並に大さを急に減ずること，その成因上必然の結果にして，第一圖 b 及 c に於けるが如く，含礦角礫岩を直接被覆する部分に於ては，礦石及び石英斑岩の塊片は，一邊最大 0.5 m に達する大塊を成して，塊片中の大部分を占むるに反し，同圖 d 等に於ては最大 0.1 m の小片として，他の岩片中に斑らに混在するに過ぎず。從つて，礦石の量最も多きは，本礫岩中前記の含礦角礫岩を直接被覆する部分にして，局部的には礦石片のみ平らに横はりて配列するため，一見横臥脈狀の外觀を成す部分さへあり，かくの如く多量に集中せるは，その下にある角礫岩の

大部を占むる岩片が，細小なるため水に流され，比較的大片として含まるる礦石が，岩石中の大片と共にその跡に留まれる結果なるべし。

以上を要するに本礦床の下部を代表するものは，石英斑岩及び礦石片のみを主とする特殊の角礫岩にして，それらの破片が大小雜然として混合する狀態は火山爆發作用によるを推定せしむ。しかるに上部はこの角礫が更に熱水變質作用を受けたる後，その削磨面を被覆して生ぜる特殊礫岩にして，その材料を主として直下の角礫岩の塊片に仰げるため，礫の多くはなほ稜角を保てども，それらの間には水によつて運ばれ來りし他の岩石の圓礫をも混じ，且つそれらの間隙は，始めは普通の泥土質，後には凝灰質物により膠結せられ，更に上部に趣くに從ひ，礫に乏しき凝灰岩に移り變れり。この關係は最もよく第一圖bの露天掘にて觀察せらる。

換言すれば本礦床の下半部は，礦石の破片に富める特殊の角礫岩にして，その上半部はこの角礫を材料とせる特殊の基底礫岩なり。かくの如きは筆者の知れる範圍に於て，內外各地の金礦床中未だその例を知らざる所にして假にそれぞれ含礦角礫(Ore-bearing breccia) 及び含礦礫岩 (Ore-bearing conglomerate)と稱すべきも，これらは決して南阿に於ける含金礫岩 (auriferous conglomerate) の類と同一視すべからず，全然一の新型式と認むべし。

因に前記角礫中の礦石は，その源を第三紀式金銀礦脈に仰げることは礦石の性質より明かなれども，その或るものは石英斑岩を貫けるまゝ，破片となりて發見せられ，始め普通の礦脈として，本岩中を貫けること明かなり。

今後探礦の進捗に伴なひ，なほ角礫化を免れたる石英斑岩中に殘存する礦脈に合する機會あらば，礦石破片の大さより考へ，該礦脈は相當の規模のものなるべく，今後の開發に俟つ所大なるべし。

擱筆に當り，現場調査に大なる便宜を與へられたる菊地四郎八氏に謝意を表す。

抄　錄

礦物學及結晶學

3629, カルパテイヤ産硫安鐵礦 Zsivny, V., Zombory, L.

硫安鐵礦（berthierite）はその產稀なり。著者の記せるは匈牙利領 Kisbánya 產針狀の集合にして，長さ稀に 6cm に達し，化學分析の結果

S	Sb	Fe	Mn	Insol	合計
29·46	56·06	13·43	tr	0·33	99·28

を含み，FeS. Sb_2S_3 (S 29.99, Sb 56.95, Fe 13.06) に極めて近し。(Min. Mag. 23 566～568, 1934)〔渡邊萬〕

3630, エルゴン火山熔岩中の不透明鑛物 Odman, O. H.

反射顯微鏡下に觀察の結果，從來單に磁鐵礦として記載せられたる不透明礦物中に，スピネル，ペロフスカイト，磁硫鐵礦，輝銅礦，銅藍，斑銅礦，黃銅礦，毒砂等を見出し，二次礦物としては褐鐵礦の外赤鐵礦，チタン鐵礦等を含めり。右のうち，硫化礦物は本岩噴出以前の產物と認めらる。(Geol. För. Förh. Stockholm, 54, 285～304, 1932)〔渡邊萬〕

3631, 本邦產方解石の電氣的性質　清水定吉。

Iceland 產方解石は condensed polarization の著しき性質を有するも，Canada 產方解石にはこの性質を認め得ず。故に本邦產同礦物に就きこの性質の有無を吟味すべく，c 軸に垂直並に平行に切り出せる試片により電氣的性質を吟味せり。實驗によれば殘留電荷並にその回復時間の測定及び電氣傳導度の變化より，本邦產の方解石には condensed polarization の性質の存せざることを確めたり。電氣傳導度の回復時間は光軸に垂直に切れる水晶板のそれに比し僅かに小なり。方解石の c 軸に平行の試片の電氣傳導度は 680°～650°C の範圍內にて，又 c 軸に垂直の試片にては 865°～840°C の範圍にて著しく變化す。この結果より方解石の分解溫度は電氣傳導度の測定によりても明かに定め得ることを述べたり。(電氣學會雜誌, 54, 278～288, 昭9)〔吉木〕

3632, 基隆川產ジルコン及びモナズ石の化學成分　飯沼弘司。

基隆川產ジルコンは無色淡紅色のもの多數を占め，柱狀結晶を呈し a (100), m (110), x (311), g(111) の諸面を普通とす。紫及び淡黃色のものは磨滅して圓味を呈す。比重 4.63。化學成分は $H_2O(+)$ 0.53, SiO_2 28.99, TiO_2 0.52, Fe_2O_3 1.43, Al_2O_3 0.33, UO_2 tr, ThO_2 2.15, 稀土 tr., $(Zr, Hf)O_2$ 65.45, CaO 0.02, MgO 1.09, P_2O_5 tr., Total 100.51 にて $HfO_2 : ZrO_2 = 0.016$ なり。この比より酸性末期の晶出物にあらずとし，且 2% 以上の ThO_2 を含むことは稀なりとせり。

次にモナズ石は僅少伴はれ，0.3mm の丸味粒を呈し，色は黃乃至綠なり。比重 4.95，化學成分は $H_2O(+)$ 0.28, SiO_2 1.52, TiO_2 0.55, Fe_2O_3 1.39, Al_2O_3 0.33,

UO_2 0.05, ThO_2 6.79, Ce_2O_3 29.06, Ce 屬稀土 27.36, Y 屬稀土 2.95, CaO 2.88, MgO 0.01, PbO 0.06, P_2O_5 27.82, $(Nb, Ta)_2O_5$ 0.04, Total 100.69 なり。Holmes-Lawson の式より年齢を計算し 1.8×10^8 年を得たり。(日化, 55, 644～648, 昭9)〔吉木〕

3633, 滑石及び Antigorite より白泥石への變化 Satô, S.

朝鮮咸鏡北道吉州郡場社面春興洞産白泥石 (leuchtenbergite) は摩天嶺系(前寒武利亞紀)の變質白雲岩中に産す。本礦は淡綠乃至白色にして, 001に平行なる板狀を呈す, $\alpha=1.571$, $\beta=\gamma=1.575$, $\gamma-\alpha=0.004$, (+)$2V=0°$。化學成分は SiO_2 32.98, Al_2O_3 15.94, Fe_2O_3 0.64, FeO 0.73, MgO 36.43, $H_2O(+)$ 13.00, $H_2O(-)$ 0.78, total 100.59 にして, 分子百分比を算出すれば $Ant_{58}At_{42}$ に相當す。本礦は滑石, 苦土橄欖石及び antigorite を交代して大理石中に含まれ, 主に滑石及び antigorite の變化生成物なり。その成因に關し著者は次の階程を考察せり, 即ち 白雲岩中へ花崗岩々漿の進入を見, 珪酸及び水の供給を受け, 該成分と $MgCO_3$ との反應により滑石及び苦土橄欖石を成生せり。更に SiO_2 及び H_2O の供給程度により橄欖石より滑石或は antigorite を生ぜしが, 最後に岩漿より鑿土質溶液の注入を受け滑石及び antigorite は交代反應の結果白泥石を生ぜしものなり。(Jour. Shanghai Sci. Inst. 1, 17～24, 1933)〔吉木〕

3634, Colorado 州 Laedville 産 Oligonite Mayo, E. B., O'Leary, Wm. J.

本 Oligonite 即ち Manganosiderite は黃銅礦, 閃亞鉛礦, 方鉛礦よりなる礦石中に薄狀構造をなして存在し, その化學組成は $MnCO_3$ 57%, $FeCO_3$ 42% にして rhodochrosite-siderite 系の略中央成分に相當し, その屈析率は $\varepsilon=1.695\pm0.003$, $\omega=1.840\pm0.002$ なり。今 $MnCO_3$-$FeCO_3$ 系の成分を橫軸に, 屈析率を縱軸に採りたる圖に於て, 兩端成分 $MnCO_3$, $FeCO_3$ の屈析率を結ぶ直線を描き, 該礦物成分に相當せる屈析率を圖上より求むるときは, 上記の測定値に 著しく 接近し Oligonite としてあやしむに足らざるものなり。(Am. Min., 19, 304～308, 1934)〔待場〕

3635, 黃銅鑛と Cubanite との共生の結晶方位關係及び黃銅礦の二次的双晶 Buerger, N. W.,

黃銅礦より分離せる cubanite の板狀結晶の orientation につきては, matrix になれる黃銅礦の {111} に平行なりとは以前より云はるゝ所なるも, 未だ之を確認するには至らざりき。こゝに Vermont 州 Corinth 産の黃銅礦中に Cubanite の離溶せるものゝ研磨面につきて研究し, cubanite plate が黃銅礦の {111} に平行なることを確定し, 又黃銅礦には {110} 及び {101} に平行なる2種の二次的 twin lamellae のあることをも認めたり。(Am. Min. 19, 289～303, 1934)〔渡邊新〕

3636, チタン鐵礦の結晶構造 Barth, T. F. W., Posnjak, E.

粉末結晶法, 廻轉結晶法, ワイゼンベ

ルグ寫眞を用ひてチタン鐵礦の結晶構造が從來多くの學者によりて豫想されたる如くコランダム型の Al_2O_3, Ti_2O_3, Fe_2O_3 のそれと著しく近似することを示せり。X線研究の結果は本礦が C_{31}^2 空間群に屬し，この空間群はコランダムの空間群 D_{3d}^6 の下位群に屬し，この對稱關係は形態的研究の結果とも調和せり。その結晶構造も兩者は甚だしく近似し，コランダム－チタン鐵礦型と呼び得べし。單位格子は $a_0=5.52$Å, $\alpha=54.83°$ にして，この菱面体中に $2FeTiO_3$ を含み，原子座標は

2 F 及 2 Ti　uuu, $\bar{u}\,\bar{u}\,\bar{u}$,

$u_{Fe}=0.358$　　$u_{Ti}=0.142$

6 O　x y z, y z x, z x y,

$\bar{x}\,\bar{y}\,z$, $y\,\bar{z}\,\bar{x}$, $\bar{z}\,\bar{x}\,y$.

$x=0.555$　$y=-0.055$　$z=0.250$

なり。(Z. Krist., 88, 265～270, 1934)

〔高根〕

3637, チタン鐵礦型結晶構造を有するものにつきて (I) 固熔体 Fe_2O_3-Ti_2O_3

Posnjak, E., Barth, T. F. W.

この二元系の化合物 $FeTiO_3$ は FeO TiO_2 として存するか，Fe_2O_3, Ti_2O_3 として存するかは重要なる問題なり，最近 Hámas 及 Stscherbina はチタン鐵礦中の Ti の吸收 X線を研究して，常溫に於けるチタン鐵礦中にては $Fe^{\cdots}$, $Ti^{\cdots}$ なることを結論せり。しかし $FeTiO_3$ と Fe_2O_3 とは完全なる固溶体を形成することを著者は實驗的に確め，その間の a_0 及 α の變化及 V の變化の曲線を求めて a_0 及 α は曲線的に變化し殊に α は中間に於て最低點を有するも，V は大体直線的に變化することを知れり。$FeTiO_3$ と Ti_2O_3 との間には著者の研究の範圍内にては固溶体の生成は否定的なりき。三廻對稱軸上の鐵及チタンの配列は

褐鐵礦

3.98　2.89　3.98　2.89　3.98 Å°

Fe——Fe——Fe——Fe——Fe——Fe

チタン鐵礦

3.98　3.08　3.98　3.08　3.98

Ti——Ti——Fe——Fe——Ti——Ti

なり。(Z. Krist., 88, 271～274, 1934)

〔高根〕

3638, チタン鐵礦型結晶構造を有するものにつきて (II) $CdTiO_3$ の二像現象

Posnjak, E., Barth, T. F. W.

$CdTiO_3$ は Zachariasen によりて perowskite 型構造を有することを報告されたり。著者の作製せる標品はよく $FeTiO_3$ と一致する粉末寫眞を示せり。よつて加熱の際に諸種の注意を用ひて，約 1400°C 附近の溫度にて得たるものは perowskite に類似の粉末寫眞を示し，また著者が TiO_2 と $CdCO_3$ とを混合して 1000°C 以下に加熱して得たるものは鏡下に均質の結晶となり，之を粉末寫眞に用ひたるにチタン鐵礦のそれと類似のものを得たり。

この perowskite 型は 1000°C 以下の溫度に數日保つも Ilmenite 型に變化せず。1050°C 以上にては perowskite 型が得られ，1000°C 迄の溫度の時 Ilmenite 型を得。Ilmenite 型は 1050°C に加熱さるる時 perowskite 型に變化す。(Z. Krist.,

88, 274～275, 1934)〔高根〕

3639, チタン鐵礦型結晶構造を有するものにつきて,(III) $MgTiO_3$, $MnTiO_3$, $NiTiO_3$, $CoTiO_3$, 及び $CdTiO_3$ の結晶構造 Posnjak, E, Barth, T. F. W.

之等の結晶を粉末法によりて研究せるに何れも Ilmenite 型に結晶して, その格子恒數は

	α	a_0
$NiTiO_3$	55° 8′	5·45Å
$CoTiO_3$	54 42	5·49
$MnTiO_3$	54 16′	5·62
$MgTiO_3$	54 39	5·54
$CdTiO_3$	53 36	5·82

にして, その空間群は C_{3i}^2 なり。$CoTiO_3$ $FeTiO_3$ 及び $CdTiO_3$ につきてはその結晶構造中の原子座標の變數をも決定せり (Z. Krist., 88, 275～280,1934)〔高根〕

3640, TeO_6H_6 の結晶構造 Gossner, B., Kraus, O.

テルル酸の一つの型は O_h^5 なる空間群に屬しその格子恒數は 7.83Å にして 4 TeO_6H_6 を含有す Te-O 距離は約1.96Åなるを知れり。他の型は C_{2h}^5 (恐らく) に屬し, $a_0=5.54$Å, $b_0=9.30$Å, $c_0=9.74$Å, $\beta=104°40'$ にして $4TeO_6H_6$ を含むを知れり。(Z. Krist., 88, 298～303, 1934)〔高根〕

3641, $(NH_4)_2SiF_6$ の結晶格子 Gossner, B., Kraus, O.

本礦は等軸, 三方の二像を呈し, 等軸型に關しては Bozzor の研究あり, Si は 6F のつくる八面体の中心にありて Si-F=1.72 SiF_6 は面心立方を形成し, $8NH_4$ は ¼¼¼, ¼¾¼ etc., に位置し單位格子 $a=8.38$Å なり。ラウエ寫眞及び形態學的研究によれば本礦の六方型と考へられたるものは明に D_{3d} の對稱を示し, 單位格子は $a_0=5.76$Å, $c_0=4.77$Å にして, $(NH_4)_2SiF_6$ の一分子を含む。(0001)よりの凡ての次數の反射を生ずることよりして, 本礦の空間群は D_{3d}^1 或は D_{3d}^3 にして, 本礦のラウエ寫眞は{10$\bar{1}$0}に垂直の方向に對稱面を有するを以て, D_{3d}^3 はその空間群なるを知れり。尙イオン座標の大体の考察をなせるも詳細に決定するに至らず。(Z. Krist., 88, 223～225, 1934)〔高根〕

3642, $(NH_4)_2BeF_4$ の結晶構造 Hultgren, R.

廻轉結晶法及び振動結晶法を用ひて $(NH_4)_2BeF_4$ の結晶を研究したり。本結晶は斜方完面晶族に屬し, K_2BeF_4 と同像關係を保つ。本結晶の單位格子は $a_0=5.8$Å, $b_0=10.2$Å, $c_0=7.5$Å にして $4(NH_4)_2BeF_4$ を含み, その空間群は V_h^{16} なり。そのイオン座標は別表の如し。

	x.	y	z
NH_4(1)	¼	0·393	0·675
NH_4(2)	¼	— ·325	— ·046
Be	¼	·417	·263
F(1)	¼	·390	·051
F(2)	½	·573	·300
F(3)	0·024	·353	·350

本結晶構造は $(NH_4)_2SO_4$ のそれに類似し從つて K_2SO_4 に類似せり。(Be

$F_4)^{2-}$群は$(SO_4)^{2-}$群とその形狀及び大さを等しくせり。(Z. Krist., 88, 233～237, 1934)〔高根〕

3643, 六メチールエタン及び六塩化エタンの結晶構造 West, C. D.

C_2Cl_6 は斜方，三斜，等軸の三像を有し，80°C にてMo線を用ひてとれる粉末寫眞によれば，a=7.43 Å分子數2にして体心立方格子なるを知れり。

$C_2(CH_3)_6$ は立方結晶にして，その單位格子は a=7.69Å にして2分子を含み之も亦体心立方格子型なり。

又之等の單一結晶をX線によりて方位を決定しこれにつきて振動結晶寫眞をも求めたり。之等の分子が dipole moment を有せざることより，一軸の廻りに廻轉對稱を有して，之が立方体の對稱を有する爲めにはその原因を分子を單位とする高度の熱振動に歸せざるべからざることを議論せり。(Z. Krist., 88, 195～197, 1934)〔高根〕

3644, $LiClO_4, 3H_2O \cdot LiJ, 3H_2O$, $Ba(ClO_4)_2, 3H_2O$ の結晶構造 West, C. D.

ラウエ・振動結晶法，粉末結晶法によるに

	a_0	c_0	c/a	z	空間群
$LiClO_4, 3H_2O$	7·71Å	5·42	0·704	2	C_{6v}^4
$LiJ \cdot 3H_2O$	7·45	5·45	0·731	2	C_6^4, D_{6h}^4
$Ba(ClO_4)_2 3H_2O$	7·28	9·64	1·32	2	D_{6h}^4 C_6^6, C_{6h}^2

して，その原子座標は

$LiClO_4, 3H_2O$ にては

2Li　00z　z=90°

2Cl　⅓⅔0

$2O_I$　⅓⅔w　w=100°

$2O_{II}$　158°, 158̄°, 33̄°

6Aq　45°, 45̄°, 180°

$LiJ \cdot 3H_2O$ にては

2Li　00¼　21　⅓⅔0

6Aq　51°　51̄°　180°

なり。尙之等の結晶及び $LiNO_3 \cdot 3H_2O$ の光學性の研究をも附加せり。(Z. Krist., 88, 198～204, 1934)〔高根〕

3645, 改良經緯鏡台による斜長石の決定方法 Emmons, R. C.

E-W 軸の2個ある經緯鏡台を用ひて斜長石の成分及び双晶種類を決定する方法を簡單に且つ迅速ならしめたり。この方法に依れば，結晶の orientation を知るに，圖を畫く必要なく，成分決定も甚しく簡略となる。尙双晶種類の決定につきても少しく改良せり。(Am. Min. 19, 237～259, 1934)〔渡邊新〕

岩石學及火山學

3646, 岩漿中の Fahrtströmungen Frommsdorff, W. E.

岩漿の冷却凝固に當りて fraktionierte kristallization に依つて岩漿分化作用の起ることは廣く信ぜらるる所なり。此時初期に晶出したる比重の岩漿より大なる結晶は沈降し，その小なるものは上昇す。若しこれより後期に晶出せる小結晶がこの岩漿中に多數にあるときは，大結晶の沈降若しくは上昇せる通路に當れる小結晶は押しのけられて特殊の配列狀態をな

し，且つ岩漿全部が固結せる後にも，この配列狀態を保存する場合あるべし。各地の噴出岩の薄片を檢して，Vesuv 火山の Leucit-basanit 中に於て，Leucit は上昇し，Pyroxen は沈降しつゝありしを示すものあるを見出せり。(Naturwissenschaften 22, 329～332, 1934)〔渡邊新〕

3647, 本邦花崗岩のラヂウム含有量 初田甚一郎。

本邦產花崗岩中白川，八木(京都)，當濱，庵治(香川)，三朝(鳥取)，苗木，釜戸(岐阜)產のもの，並びに白川產半花崗岩，煌斑岩，褐簾石等に就きそのラヂウム含有量をエマナチオン法によりて測定せり。その結果花崗岩7種の平均値は 1.60×10^{-12} にして，この內には多量の多色性暈を有するもの，又三朝產の物の如く強力なる放射能を有するものあれば，本邦產花崗岩の總平均はこの値より小なるべく，從つてピゴットの測定せる値 1.40×10^{-12} に近きものならん。白川產半花崗岩並びに煌斑岩は Brögger の所謂補岩の關係にあるものにして，そのラヂウム含有量は半花崗岩は煌斑岩の4倍に近き値を示せり。これ酸性の火成岩程ラヂウム含有量大なりと稱せらるゝ事實と對照して頗る興味ある結果なり。(地球，22，21～32，1934)〔待場〕

3648, Skidow 花崗岩及びその殘溜生成物 Hitchen, C. S.

Niggli 氏の礦化作用の四つの主要相を Skidow 花崗岩及びその同伴礦化作用に適用すれば，orthomagmatic 相，ペグマタイト相及び熱水相は發達すれども氣成相は缺如せるものゝ如し。花崗岩の固結直後に水分，揮發分少き微文理構造 aplit 及び水分に富めるペグマタイト的の礦脈群の侵入が行はれたり。ペグマタイト相は雲母，石英－長石，石英－燐灰石，石英脈及び石英－wolfram 脈等よりなれり。石英－wolfram 脈は通常の花崗ペグマタイトとはある點に於ては異なれども，粗粒質なると礦物成分よりペグマタイト相と考へざるべからず。通常の石英－長石ペグマタイトに比し，僅かに低溫にて生成せられたるものゝ如し。ペグマタイト相の末期に於て强烈なる熱水作用の時期到來し，輝水鉛礦，硫化ビスマス，硫テルル化物の注入あり。鐵，砒素，硫黃，石灰珪酸を含有せる水溶液は溶解せる CO_2 と共に花崗岩を greisen 化して，黃鐵礦，硫砒銅礦等を礦脈礦物又は礦染礦物として沈積せり。礦化溶液の性質に關しては稀薄溶液或は粘性溶液等種々なる說あれども，おそらく諸種礦床の生成には以上兩型の外，その中間の總べての程度のものありしなるべく，滲透，礦染，交代等の力は稀薄なる高可動性液に歸すべく，ペグマタイト的粗粒質石英脈及び岩脈型は，その粘性度，濃度共に原岩漿により近似せる溶液の如く見ゆ。(Q. J. Geol., 90, 158～200 1934)〔河野〕

3649, Wyoming 州 Five Springs Creek Area に於ける Jointing の研究 Wilson, C. W.

Montana 及 Wyoming の Yellowstone Beartooth-Bighorn 地方にて Five Springs Creek に沿へる Pre-Cambrian の granite

に見らるゝ節理は Pre-Cambrian 時代に生じたる10組の節理と Laramide orogeny に依つて二次的に生じたる2組のものとに分たる。而して前者の節理の方向よりして，この granite intrusion に關係せる compressive stress の方向を決定し得，又その中にても intrusion の時期により次の如き節理を生じたることを知り得たり (1) initial intrusion のときに生じたるもの——これは次の2組のものと overlap せり。(2) 主として stressが水平に働ける時代のもの。(3) 主として Stressが上下の方向に働ける時代に生じたるもの。(Journ. Geol. 42, 498～522, 1934)〔渡邊新〕

3650, Drau, Spittal 附近 Lieserschlucht の岩石 Heritisch, H.

Lieserschlucht に石塊として二型の Eklogit を産出せるが，岩石の最初の狀態は Saussuritgabbro の如き化學成分のものと考へられ，此種岩石が Ca を取り入れ第一型の如き CaO を17%を含有せる如きものとなり，更に Ca を取り入れる事に依り第二型の如き CaO を23%も含有し，岩漿としては最早産出せざる如き成分の岩石を生ずるに至れるものなりと述べたり。(Min. Petr. Mitt., 45, 333～348, 1934)〔河野〕

3651, 酸性熔岩の赤色の原因に就て Angel, F., Gamerith, H.

西ブルガリヤ Kukla の微花崗岩質 Na-流紋岩に就き詳細に記載し，岩石の赤色變化は石英斑岩の場合は時代の古きものと考へがちなるも，この場合に於ては，時代に關係せるものならずして，後期の氣成的，熱水的變化に依り說明せらると述べたり。(Min. Petr. Mitt., 45, 355～358, 1934)〔河野〕

3652, Morave 固結岩の化學成分 Preclik, K.

Morave 火成岩の數種の新化學分析を報告し，分析に基きてその箇々の噴出岩相互，並びに Moldanube の火成岩との比較を行へり。Morave 火成岩は化學的には變種なく，この事實は Morave 深成岩体の同一時期にして且つ共通なる發生なるを物語るものなり。泥盆紀前の Morave 深成岩はアルカリ族に屬し，古期鹽基性の Na-Ca 岩石より一方には酸性の Na-Ca の岩石を，他方には酸性の K-Ca 岩石を發生せり。Friedeberger の泥盆紀噴出岩及び石炭紀深成岩も同一の分化傾向を示せり。stejskal は Gesenkes 泥盆紀のポーフイロイドの下部にアルカリ族岩（Na-岩）の存在せるを證明せるが Morave に於ては通常には存在せず。Moldanub岩石の分析の Si 150以上のものと對照せるに分化圖表に於ては Morave と片麻岩狀の Moldanul との間にはある程度の類似性を有せり。又分析を群として一括し，分化圖表を作製して兩者を比較せるに，Morave 岩石は Moldanub より al, c に富み，alk，特に K に乏し，又 Si<300 なる Morave 岩石は有色成分に乏し。(Min. Petr. Mitt., 45, 269～332, 1934)〔河野〕

3653, 南極地方の岩石 Stewart, D.

南極地方 Marie Byrand Land及びKing

Fdward VII Land の Pre-Cambrian の火成岩變成岩の研究をなし，之れを他の地方のものと比較せり。East Antarctic のものはその Na 及びKの含量多き事に於て Rockefeller Mountainのものに類似し，Antarctic Archipelago のものは Ca, Mg の含量少なき事に於て南アメリカ Andes 産のものに相似たり。(Journ. Geol. 42, 498～522, 1934)〔渡邊新〕

3654, Spilite と平均 metabasalt Fairbairer, H. W.

Spilite は歐洲に於て有色礦物の多少變化し，長石は曹長石化せる玄武岩質岩石に適用せらるゝも，同岩と他の玄武岩の變質物との間の岩石學的關係に就ては區々の意見存したり。著者は 127 の spilite と 135 の變質 metabasalt に就きて長石 (norm) を Or-Ab-An 三角圖上に表はしたるに，曩に Sundius の發表せるが如く spilite を獨立の岩種として區別すべき根據を認めざりき。又 Archean の玄武岩と後期のものを分離して平均の Na_2O と K_2O を求めしに，前者の分析結果中約はその平均 Na_2O 後者と略同値なり。故にspilite は比較的曹達に富む metabasalt に外ならず，しかも完全に連續的なるを以て spilitic magma の概念は不當なりと結論せり。次に metabasalt の平均成分を求め，之を Daly の平均玄武岩及び高原玄武岩の平均成分と比較せしに，SiO_2 MgO, CaO は變化なけれども，只 Fe の總量を減じ，Na_2O を增加せる變質作用を伴へることを示す。(Amer. Jour. Sci., 27, 92～97, 1934)〔吉木〕

金屬礦床學

3655, 槇峯礦床に關する一考案 山根新次。

礦床地帶を構成する主なる岩石は古生層の千枚岩と綠岩にして，礦床は千枚岩層中に大体母岩の層面に並行して挾まりその横斷面は扁平のレンズ狀を呈す。

礦床と母岩の境界は概ね明瞭にして，多少硫化礦物が母岩中に礦染せる部分もあり。礦石は時に一見片理を示すものあれど，それは異礦物の配列の爲めの縞狀構造なる場合あり，又微かに片理と思しきものありても，それは母岩の剝理とは一致せず。主なる金屬礦物は黃鐵礦にして其他黃銅礦，閃亞鉛礦，磁硫鐵礦，磁鐵礦等あり。礦床の成因は斑糲岩質餅盤質入の際の空隙又は弱所に礦液が透入して礦床主体を作り，同時に一部の礦液は母岩に浸潤して交代作用を逆げ以て礦染作用を現出せり。礦体中の岩片は母岩裂開の際に破碎若くは剝落せるものと考へられ，母岩の絹雲母化，珪化等はこの礦液に由來せるも，或は之に後續する熱水液の作用に基けるものやも知れず。礦床は成生後もなほ變動を受けし事は礦体を橫切る小裂罅の存在によりて明白なり。(地質 41, 308～310, 昭 9)〔中野〕

3656, 東北日本に於て斜長流紋岩に關係ある二三の礦脈に就いて 坪谷幸六。

斜長流紋岩と其源を等しくせる礦床には足尾礦山，土畑礦山，高玉礦山，半田礦山，大森礦山等にして，之等の礦山に於てはその附近に斜長流紋岩の外成因的關

係を考へ得べき火成岩の現出を見ず。而るに佐渡礦山，荒川礦山，尾去澤礦山等に於ては附近に他の火成岩の存在を見るものにして，著者は之等三礦山の礦脈の成生は，變朽安山岩及斜長流紋岩と同一源なれども，成生の主要時期は上記火成岩の迸入後即ち岩漿分化の終末に行はれたることを示せりと云ふ。(地質，41，302～304，昭9)〔中野〕

3657，Skidow　花崗岩と隨伴礦床　本欄 3648 參照。

3658，クリーブランド鐵礦に就て　千谷好之助。

クリーブランド地方を構成する地質は石炭系，二疊系，三疊系，珠羅系及第四紀の諸層なり。石炭系は石灰岩，ミルストングリト及夾炭層，二疊系は白雲質石灰岩層，三疊系はブンター砂岩層，クーパー泥灰岩珠羅系はライアス及ウーリテイツクなり。

北東ヨークシヤー地域に於ては中部ライアス層の上部は廣域に亙りて鐵礦層の賦存するものにして，クリーブランド鐵礦は酸化第一鐵礦石に屬し，チヤモサイト泥岩及チヤモサイト菱鐵礦質泥岩に屬し，鮞狀又は緻密にして所謂粘土質鐵礦石の一種なり。礦石は鐵約30%，珪酸 8～10%，燐酸 1～1.5%なり。(地學，46，25～29，昭9)〔中野〕

3659，ネヴアダ州ゴールドフイールド金山産富礦の成因 Tolman, C. F., Ambrose, J. W.

本金山は自然金に極めて豐富なる富金礦が火山岩類の明礬石化作用に伴なふ點にてその類例に乏しきこと，既に Lindgren, Ransome 等の記すところなり。著者はその礦石を檢鏡の結果，本礦床は次の順序にて成生せりと結論せり。

1. 母岩の廣範圍に亙る明礬石化，カオリン化，珪化及び黄鐵礦化による ledge の成生。

2. Ledge の或るものに於ける銅，砒素アンチモニー，蒼鉛，硫黄，多少の亞鉛及び少量の鐵による黝砒銅礦，硫銻銅礦，輝蒼鉛礦，閃亞鉛礦等の成生。

3. 銅，アンチモニー及び硫黄の外に，テルルの加入による goldfieldite の成生。

4. 銅及びアンチモニーを伴はざる金銀の沈澱，その一部はテルル化合物となれるも，多くは自然金の形にて產す。
(Econ. Geol. 29, 255～279, 1934)
〔渡邊萬〕

3660，レツドヴイル礦床帶に於ける累帶的配列 Loughlin, G. F., Behre, C. H.

同礦床帶を次の數帶に分ち，その配列が迸入岩よりの距離のみに非ずして，母岩の性質構造等に支配せらるゝことを述ぶ。

1. 接觸變質乃至深熱水性。珪灰石及び輝石又は橄欖石(後に蛇紋化)を主として磁鐵礦赤鐵礦等を伴なふも，經濟的非稼行性。

2. 中熱水性內帶及び中帶。絹雲母，綠泥石，綠簾石，方解石，石英等を主とし，中帶に於ては之に硫砒鐵礦，黄褐色閃亞鉛礦，方鉛礦，黄銅礦，輝銀礦，金等を伴なつて，最も重要なる礦床を成す。

3. 中熱水性外帶及び淺熱水性　石英及

び鐵石英に前者に於ては重晶石，後者に於ては炭酸鑛類諸鑛物を伴なひ，これに閃色の閃亞鉛鑛，方鉛鑛等を伴なへり。(Econ. Geol. 29, 215～254, 1934)〔渡邊萬〕

3661, Goldfieldite に就て Tolman, C. F., Ambrose, J. W.

Goldfield 産金屬鑛石中，goldfieldite $Cu_3Sb_2(S, Te)_9$ に就ては比較的詳細なる記載をなし，之が Mohawk ores 中に出るものは硫安銅鑛と閃亞鉛鑛との間に於て輝蒼鉛鑛の周圍に現出し，時には硫安銅鑛及閃亞鉛鑛を細脈となりて貫通する場合もあり。又他の部分に於ては硫安銅鑛，輝蒼鉛鑛 goldfielditeは順次に明礬石を交代せるものもあり。

これらの goldfieldite の反射顯微鏡下に於ける特徴を記載すれば次の如し。

色，灰白色にしてやゝ褐色を帶ぶ。

十字ニコルにて等方性を呈す。

硬度，3～3.5

試藥に對する反應。

Conc. HNO_3 やゝ褐色を呈す。

Conc. HCl. 幽かに褐色となる。

KCN. 褐色となり，內部構造を明示す。

$FeCl_3$, KOH, $HgCl_2$ 何れも反應せず。

肉眼にて黑色又は暗灰色にして金屬光澤あり。(Econ. Geol., 29, 255～279, 1934)〔中野〕

3662, エルゴン火山熔岩中の硫化鑛物類 本欄 3630 參照。

3663, カルパテイヤ産硫安鐵鑛 本欄 6 29 參照。

3664, 黃銅鑛と玖瑪鑛との共生及び黃銅鑛の二次的双晶 本欄 2635 參照。

3665, チタン鐵鑛の結晶構造 本欄2636 參照。

石油鑛床學

3666, 院內油田一部の地質構造 千谷好之助。

當油田の石取澤及院內の澤に於ける背斜の頂部には脇本層露出して北方に沈降を示し，背斜の東翼には變岩を挾む砂岩及頁岩の互層が發達す。この砂岩頁岩の互層のみを平澤層と名づく。石取澤に於ては下部の脇本層が整然と背斜の一部をなすに反し，平澤層は東方に急傾斜錯雜を示せり。この異狀構造の理由は (1)褶曲により背斜の頂部の局部的錯亂，(2)背斜生成後東方の高き小地より橫壓により滑落這下したるものとの二樣に考へ得らる。而して平澤層は鷹巢統の上部と其岩質類似し，院內澤に於けるものと同一層なるやの疑問があり，若し平澤層が鷹巢統の上部に位するものとすれば (2)にて說明し得らるゝものなり。(石油技術，2, 131～134, 1934)〔八木〕

3667, 鯵ケ澤油田下部の綠色凝灰岩 八木次男。

當地方は筆者が先に報告したる福山附近と同樣に，綠色凝灰岩の發達良好にして，各堆積層間の關係より下部凝灰岩層(大戶瀨層)中部凝灰岩層(追良瀨層)に分類せられ，而も之等の間及び後者と珪質頁岩層との間には角不整合の關係があるものなり。而して，之等各層凝灰岩の分

析結果より見るに，下部凝灰岩は稍基性を示し，又その上部には粗面岩質凝灰岩存在し，中部凝灰岩層に於ては下部が前者より基性にして，漸次その酸性度を增加して流紋岩質凝灰岩を變ずるものなり之等の堆積的並に岩石的關係を福山附近のそれと比するに，堆積相に於ては多少の相違を見れども，volcanic activityに於ては同樣なる cycle を示すものなり。(地質，41，311～312．1934)〔八木〕

3668，津輕鯵ケ澤推定油田　高橋純一，八木次男。

當地域は花崗岩及び古生層を基盤として，第三紀層が直接之等を被覆するものなり。第三紀層は下部綠色凝灰岩層，中部綠色凝灰岩層，珪質頁岩層，黑色頁岩層及び砂質頁岩層及び砂質頁岩層に分類し得らる。而して珪質頁岩層及び黑色頁岩層は化學組成上より又顯微鏡的にも海成油母岩の特徵を具備し，且比較的厚層に發達するものなり。一般的走向は南北にして，東方より西方に向つてその褶曲が著しく，濁川背斜軸，赤石背斜軸，鰺ケ澤背斜軸及び舞戶背斜軸の4背斜構造を示すものなり。當地域は地質的に，岩石的に推定油田と認め得可き地域にして，且つ石油露頭もあり，地質構造より見てもprobable area と認め得可きものなり。(地質，41，319～320，1934)〔八木〕

3669，オレフインと硫化水素よりマーカプタンの合成　Duffey，H．R．，Snow，R．D．

本論はオレフイン類と硫化水素とよりマーカプタンを合成する際にその觸媒，ガスの速度及び反應溫度等の影響に就きて研究せるものなり。その結果によればエチレン又はプロピレンと硫化水素を1：1の混合物の場合には，反應管の溫度200°Cなる時マーカプタンの生成が良好なり。プロピルマーカプタンの合成には珪藻土に附着せしめたるニツケル或は木炭に吸收せしめたる燐酸觸媒が最も觸媒作用大なり。而してその生成はガスの通過速度の小なる際には處理する溫度の上昇と共に減少するものなり。(Jour．Ind．Eng．Chem．，26，91～93，1934)〔八木〕

3670，獨乙の天然瓦斯　Stille，H．，Schlüter，H．

獨乙に於ける天然瓦斯は石油礦床と關係を有するもの多く，それ等の產狀を5つに大別し得るもなり。(1) 北西獨乙地方の岩鹽に伴ふ天然瓦斯は岩鹽圓頂丘構造に石油と共に產出するものにして，石油の上の gas cap として產出する事少く石油自身が瓦斯に富むものなり。(2) Thuringia の Volkerroda に於けるが如く極く僅にアーチ狀をなす構造に石油と共に產出するもの，(3) Pechelbronn 油田中より產出するものにして，13層の產出層を有するもの。(4) 北獨乙の炭田地方の石炭層と關係を有するもの。及び(5) 第四紀層より產出するものなり。(B．Am．A．Petrl．Geol．，18，719～736，1934)〔八木〕

窯業原料礦物

3671，カオリンの加熱による比重の變化　仲井俊雄，深見芳雄。

比重測定には比重瓶に代ふるに特に考案せる硝子器を用ひ，ポンプにより排氣し，普通煮沸によるより完全なる新方法を採用せり。試料はメルクのカオリン 2 種を用ひ，1300°C 以下は100° 毎に 2 時間，以上に於ては 1 時間 加熱せり。各處理物を 3 回測定し，その平均値を圖示せり。その結果によれば，常温に於て夫々 2.639 及び 2.613 となり，300°C まで殆んど變化なし。400°～600°C間に於てはカオリンの分解により著しき減少を見，600°～900°C 間に於ては加熱と共に漸次增大す。之を γ-Al_2O_3 の成生に歸したり。900°C～1100°C に於て一層比重の增加を來すはムライトの晶出による。1200°C 以上の高溫處理によりては比重に大なる變化を見ざれども，不純物の影響顯著となり 2 種試料の値に差異を生ずるに至る。以上の諸變化を X線廻析線と對照し比較考察せり。(工化，37，979～985，昭 9)〔吉木〕

3672，本邦産方解石の電氣的性質　本欄 3631 參照。

3673，耐火物に及ぼす天熱瓦斯及び水蒸の影響　Ruprecht, B. C., Pierce, R. H. H., Harvay, F. A.

天然瓦斯を一部分解を起さしむべく豫め電氣爐を通過せしめたる後，耐火物試料を收めたる第二の爐内に通ず。供試体は種々の粘土質，マグネサイト，デイアスポア及び珪石煉瓦を用ひたり。天然瓦斯の作用は CO 瓦斯の夫と全く同樣にして，420°C～470°C の隔界溫度に於て煉瓦中の酸化鐵は媒觸劑として働き，分解により生ぜし炭素は耐火物の組織内に沈積す。この原因により粘土質耐火物のあるものは完全に破壞せらる。然れどもデイアスポア及び珪石煉瓦には變化なし。次に水素瓦斯は上記煉瓦には分解を起さしむるに至らざりしが，クローム 煉瓦は龜裂を生じ，强度を減少せり。(Jour. Amer. Ceram. Soc., 17, 185～193, 1934)〔吉木〕

3674，Na_2TiO_3-K_2TiO_3 系狀態圖　Nishioka, H.

二酸化チタン利用の一法として結晶釉の主成分をなす本系の狀態圖を研究せり。兩成分鹽類は加水分解を起し易きを以て熱分析法を採用し平衡を吟味せり。其結果本系は簡單なる共晶系に屬し，其共晶點は 18 Mol. % Na_2TiO_3 に於て 773°C なれども，液相には約900°C に於て monotectic point 存在す。この 2 液相の共軛する範圍は 50～80Mol. % Na_2TiO_3 に相當す。チタン酸アルカリの如き鹽類は熱容量が比較的大きく，反應速度亦小なるため過冷却の現象を生じ易し。殊に Na_2TiO_3 の凝固點の決定は困難なりしを以て投核法を行ひ 973°C を得たり。又 K_2TiO_3 の凝固點は 810°C なり。(Sci. Rept. Tohoku Imp. Univ,. Ser I, 23, 259～264, 1934)〔吉木〕

3675，ZrO_2-SiO_2 系　Zirnowa, N.

著者は此系の實驗に際し酸素アセチレン焰を用ひ，又溫度の測定に際しては Holborn-Karlbaum-Pyrometer を使用せり。熔融曲線上分子比 $ZrO_2 : SiO_2 = 1:1$ に相當せる位置に一つの極大を示し，$ZrSiO_4$ なる化合物の存在を示し，その熔

融點は 2430° なり。(因に ZrO_2 の熔融點は 2715°) 共晶點二つありて一つは 42mol % SiO_2, 2230° にして, 他は 97 mol%SiO_2, 1705° なり。又固熔體の界域ありてその界は 10mol%SiO_2 程度なり。(Z. anorg. u. allg. chem. 218, 193～200, 1932)〔待場〕

3676, 中央 Pennsylvania 産 bentonite Rosenkraus, R. R.

中央 Pennsylvania の Solona formation の基底部に 6 層のベントナイト發達し, 長さ110 哩, 巾25哩の地域に亘る。この pre-Solona 時代のベントナイト層の層位的對比を行ひ, 化學的並に岩石學的研究を記述せり。著しき吸水膨脹性は白堊紀並により若き時代の西部のベントナイトの特徴なれども,玆に記載せるOrdovician bentonite にはこの性質は著しからず。又化學成分上アルカリ含有量に富み, 加里は曹達に凌駕せる事實は西部ベントナイトと區別せらる。SiO_2 の少きは火山灰より抽出せられし珪酸が, 下盤を珪化せるに因る。岩石學的研究によれば火山成生物に特有の bogen structure を呈し, 含有諸礦物中黑雲母の存在は火山起源なるを判定せしむるものとせり。層中 75％を占むる粘土礦物は montmorillonite にして, $\alpha=1.559$, $\beta=1,564$, $\gamma=1.565$, 2V は小なれども一定せず。(Amer. Jonr. Sci., 27, 113～134, 1934)〔吉木〕

石　　炭

3677, 石炭の分類及び腐植質部分の石炭化度 Kreulen, J. W.

從來の如く揮發分を指針として石炭を分類すれば, 屢々他の性質と不一致を見るを免がれず。著者は Fr. Fischer 一派の主張に基き, 石炭は腐植質及び瀝青質兩部分より成るとの論據より先づ腐植質の反應性を測定し, 腐植酸の再成狀態を以て石炭化の程度を察知し, 石炭分類の資となさんとせり。

即ち試料石炭を 10立/時の酸素氣流中にて t±1°C にて30分間加熱酸化し再成せる腐植酸を測定せり。酸化に際しては比較に便ならしむる爲に特大の石炭人工粒を用ひ, 酸化表面積を常に $20cm^2$ に限定せり。かくて再成せる腐植酸量と酸化溫度との關係は石炭の着火溫度に到るまで規測正しく變化せり。此の結果より次式により特定の數値, 所謂腐植酸數を計算し分類の資とせり。

腐植酸數	骸炭の性質
360～200	Sandig
200～120	Sandig mit Schmelzung
120～50	Geschmolzen
50～5	Aufgeblasen
5～0	übergang zu Pulver

$$H_{240°}\frac{H_{10°}\text{unter t max}\sim H_{20°}\text{untr tmax}}{10}$$

此所謂腐植酸數は 0～360まで移動す。その骸炭の性質との關係は表の如し。(Brennstoff-Chem., 15, 11～12, 1934)〔鶴見〕

3678, 石炭化溫度推定資料としての花粉及び胞子 Kirchkeimer, F.

花粉或は胞子を種々の條件下に加熱し

生じたる變化の狀態と石炭中に含まるゝ花粉及び胞子の殘跡とを比較して，石炭化の溫度を推定せんとせるものなり。

それによれば，軟弱褐炭の石炭化溫度は130°C 以下なれども，輝褐炭は130°C～200°C の溫度たりと推定するを得べく，低度の炭化度の黑炭も亦此程度以上の溫度を受けたるものに非ず。高度の炭化度の黑炭の石炭化器度に就ては現在實驗上困難なる點ありて明かにするを得ずと雖も，要するに石炭化溫度は Erdmann 及びその他の考ふるが如く高溫に非ず。(Brennstoff-Chem., 15, 21～25, 1934)〔鶴見〕

3679, Transvaal 炭に於ける混炭試驗 Aendelson, J.

Transvaal 岩中粘結炭と非粘結炭との混炭試驗を試みたるものにて，前報に於ける乾溜試驗同樣實驗室法及び半工業的方法にて種々の割合に混じたるものを乾溜し，乾溜成生物の分析を試み次の如き結論に到達せり。

乾溜成生物の得量は液狀のものも亦固形のものも總て "additive" なれども，瓦斯及びタールナ乾溜水の容積(vôlume gield) 及び比重は "non-additive" にて混炭の乾溜成生物は物理的の見地より "non-additive" なる事を示す。而して成生物質の分析の結果は又石炭の混合は化學的見地より "adelitive," に非ざる事を示す。(Fuel, 13, 147～154, 1934)〔鶴見〕

3680, Transvaal 石炭に關する洗炭試驗及乾溜結果に及ぼす異物混合の影響 Mendelson, J.

先づ Henry Leuis の方法により Henry tube を用ひ，10目篩以上5目篩以下の石炭250瓦に就て洗炭試驗を試みたり。

それによれば，本地方の石炭中の礦物成分は粘土質にて細く分布し緊密に混入せるものゝ如く，試驗成績不良にて普通の方法による洗炭にて經濟的効果を期待する能はず。

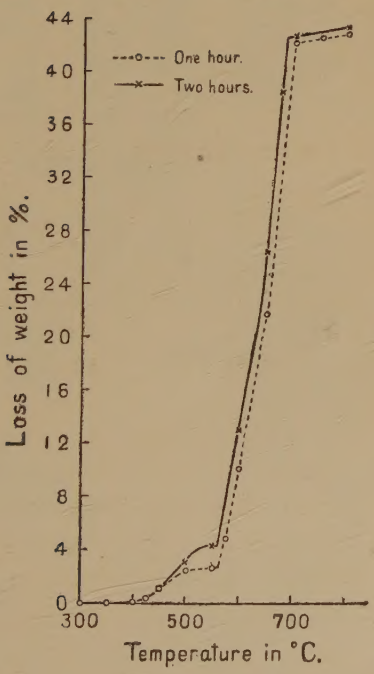
次に成炭に種々の礦物質或は骸炭を混じ乾溜試驗を試み，之等混和物の骸炭化に及ぼす影響を試驗せり。

それによれば，混入物は乾溜成生物に變響を與へ，乾溜半成骸炭はその硬度を變化するのみならず，その內に殘留すべき揮發分を增加す。而も意想外にも SiO_2 を主成分とする珪石セメント及び石灰岩を混じたる時，石炭のみより硬き骸炭を生じたり。

猶ほ乾溜試驗は實驗室法及び半工業的方法にて試みたり。(Fuel, 13, 140～147, 1934)〔鶴見〕

本誌前號（第12卷第3號）所載鷲見氏論文中第三圖（總126頁）は誤刷に就き同圖の位置に本圖を貼布せられたし

第　三　圖



本會役員

會長　神津俶祐

幹事兼編輯　渡邊萬次郎　高橋純一　坪井誠太郎
鈴木醇　伊藤貞市

庶務主任　吉木文平　會計主任　高根勝利

圖書主任　八木次男

本會顧問（五音十順）

伊木常誠　石原富松　上床國夫　小川琢治　大井上義近
大村一藏　片山量平　金原信泰　加藤武夫　木下龜城
木村六郎　佐川榮次郎　佐々木敏綱　杉本五十鈴　竹內維彥
立岩巖　田中舘秀三　德永重康　中村新太郎　野田勢次郎
原田準平　平林武　福富忠男　保科正昭　本間不二男
松本唯一　松山基範　松原厚　若林彌一郎　井上禧之助
山口孝三　山田光雄　山根新次

本誌抄錄欄擔任者（五音十順）

上田潤一　加藤謙次郎　河野義禮　鈴木廉三九　瀨戶國勝
高橋純一　高根勝利　鶴見志津夫　中野長俊　根本忠寬
待場勇　八木次男　吉木文平　渡邊萬次郎　渡邊新六

昭和九年九月廿五日印刷
昭和九年十月一日發行

編輯兼發行者
仙臺市東北帝國大學理學部內
日本岩石礦物礦床學會
右代表者　吉木文平

印刷者
仙臺市教樂院丁六番地
鈴木杏策

印刷所
仙臺市教樂院丁六番地
東北印刷株式會社
電話　287番・860番

入會申込所
仙臺市東北帝國大學理學部內
日本岩石礦物礦床學會

會費發送先
右會內　高根勝利
（振替仙臺　8825番）

本會會費
半ケ年分　參圓
一ケ年分　六圓　（前納）

賣捌所
仙臺市國分町
丸善株式會社仙臺支店
（振替仙臺　15番）
東京市神田區錦丁三丁目十八番地
東京堂
（振替東京　270番）

本誌定價（郵稅共）　一部　60錢
半ケ年分　豫約　3圓30錢
一ケ年分　豫約　6圓50錢
本誌廣告料　普通頁1頁　20圓
半年以上連載は4割引

Vol. XII. November, 1934. No. 4

昭和四年一月十日第三種郵便物認可（毎月一回一日發行）
昭和九年九月二十五日印刷納本　昭和九年十月一日發行

The Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

岩石礦物礦床學第十二卷第四號

CONTENTS.

Change of optical properties of some Japanese minerals for light of different wave lengths (First Report) J. Harada. *R. S.*

Dickite from Shokôzan, Japan (2) B. Yoshiki, *R. H.*

Change of microscopic intergrowth of chalcopyrite and zincblende by heating (Preliminary Report) O. Nakano, *R. S.*

Thermal properties of enargite from Kinkwaseki, Taiwan S. Tsurumi, *R. S.*

Short article:

Chemical composition of arsenopyrite from Kap-san, Chôsen S. Tsurumi, *R. S.*

Editorials and Reviews:

A special type of gold ore deposit in Japan. M. Watanabé, *R. H.*

Abstracts:

Mineralogy and Crystallography. Berthierite from Carpatia etc.
Petrology and Volcanology. "Fahrströmungen" in magma etc.
Ore deposits. Some consideration on the Makiminé copper deposit etc.
Petroleum deposits. Geologic structure of a part of the Innai oil-field etc.
Ceramic minerals. Change of specific gravity of kaolin by heating etc.
Coal. Classification of coal etc.

Notes and News.

Published monthly by the Association, in the Institute of Mineralogy, Petrology, Economic Geology, Tôhoku Imperial University, Sendai, Japan.